

Anorthitgehalt von Plagioklas in karbonatführenden Gesteinen der Amphibolitfazies der Zentralalpen (Tosa-Tessin-Region)

Autor(en): **Günthert, A. / Schwander, H. / Stern, W.B.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **65 (1985)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-50220>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Anorthitgehalt von Plagioklas in karbonatführenden Gesteinen der Amphibolitfazies der Zentralalpen (Tosa-Tessin-Region)¹

von *A. Günthert**, *H. Schwander**, *W. B. Stern** und *E. Frank***

Abstract

The Mesozoic rocks of the Tosa-Tessin-Region of the Central Alps (Lepontine area) have undergone recrystallization during amphibolite facies conditions of the Alpine orogeny. The anorthite content of plagioclases from carbonate and quartz bearing rocks of the region has been examined using microscopic techniques and X-ray analysis. 1280 new universal stage plagioclase determinations and 500 determinations from the literature are presented. 400 microprobe analyses have also been made on specimens which were studied optically. The xenoblastic plagioclase grains can be optically homogeneous or inhomogeneous, both often coexisting. The plagioclase grains do not generally show any reaction with the adjacent minerals except for occasional replacement textures due to replacement of alkali feldspar, mica or clinozoisite by plagioclase and reactions with scapolite. Since an extremely large number of anorthite determinations were carried out, a greater variability of the anorthite content and of the optical morphology of plagioclase resulted. This finding applies equally to variations from single grains up to outcrop scale and larger: Throughout the region, anorthite contents varying between An_0 and An_{100} are often observed. Frequency histograms of the anorthite content of the plagioclases show a great variety in the position of the maxima and of discontinuities between ranges or groups of plagioclase compositions.

In several thin sections as well as in regions up to 40 km² (e.g. Tosa Valley, Italy), a Gaussian distribution of anorthite contents is found, while other regions of similar size (e.g. Alpine "root zone" west of Bellinzona, and the Campolungo Region) show bimodal distributions; the same type of distribution applies to the whole Tosa-Tessin-Region. Other types of distribution were also observed. In view of the wide regional and local variability of the anorthite content, the plagioclase

Keywords: plagioclase, anorthite content, calcite isograds, amphibolite facies, Central Alps.

¹ Publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (92.867.85 ZA).

* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel.

** Bundesamt für Energiewirtschaft, HSK, CH-5303 Würenlingen.

chemistry cannot reflect solely temperature and pressure effects but must also reflect the effects of varying bulk and local chemical and mineralogical composition together with fluid phase variations. These heterogeneities of plagioclase anorthite content have probably been preserved due to structural resistance of the low plagioclase series $An_5 - An_{95}$ to nucleation and recrystallization. These circumstances have the effect of obliterating the calcite-plagioclase isograds in the region.

INHALTSVERZEICHNIS

Abstract	159
Vorwort	160
1. Einleitung	161
2. Problemstellung	161
3. Methodisches	163
3.1. Untersuchungsmaterial	163
3.2. Lichtoptische Plagioklasbestimmung	166
3.3. Zur Plagioklasbestimmung mittels RMS (Röntgen-Mikrosonde)	167
3.4. Probleme der An-Bestimmung von Plagioklas	167
4. Statistische Ergebnisse der Plagioklasuntersuchungen	174
4.1. Überblick	174
4.2. Morphologische Plagioklastypen (Lichtoptik)	174
4.2.1. Lichtoptisch homogene Plagioklase	174
4.2.2. Lichtoptische inhomogene Plagioklase	180
4.3. Häufigkeiten der An-Bereiche nach möglichen Zusammensetzungsbereichen	181
4.4. Über Zwillings- und Spaltflächen	192
5. Lichtoptische Beobachtungen an Plagioklas	193
5.1. Allgemeines	193
5.2. Zur Entstehung lichtoptisch-morphologischer Plagioklastypen	194
5.3. Vergleiche der Plagioklase von Bedretto-Serie und Wurzelzone	195
6. Zur Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas	195
7. Diskussion der Plagioklasbildung	198
7.1. Über einige Zusammensetzungsbereiche	198
7.2. Über Faktoren der Plagioklasbildung	200
7.3. Über zeitliche (alpine) Mineralbildungsphasen	204
8. Zusammenfassung	204
Literaturverzeichnis	205

VORWORT

Die Autoren teilten sich wie folgt in die Arbeit: H. S. und E. F. führten die Plagioklasbestimmungen mittels der Röntgenmikrosonde (RMS) am Basler Institut aus, W. B. S. sammelte einen Teil der Gesteinsproben und leitete die statistische Auswertung aller Anorthitbestimmungen (s. Abschnitt 4.3., Tafel 2 und Fig. 5), A. G. sammelte Proben im Feld, bestimmte – unterstützt von Dres. R. Schedler und H. Wieland – den Anorthitgehalt der Plagioklase am Universaldrehtisch und schrieb den Text. Wir danken:

- dem Erziehungsdepartement des Kantons Basel-Stadt und alt Rektor Dr. H. Gutmann, Basel, für teilweise Entlastung A. G.s vom Unterricht 1963–1979;
- dem Schweizerischen Nationalfonds für die Übernahme der Spesen für Feldarbeit, für die An-

schaffung eines U-Tisches und für den Beitrag an die Druckkosten (Gesuch-Nr. 2524, 4378, 2.434-0.79);

- Herrn Prof. Dr. E. Wenk, ehemaliger Vorsteher des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Basel, für den Arbeitsplatz, für Gesteinsproben, für Anregungen und Diskussion;
- Herrn Prof. Dr. M. Frey, Vorsteher des genannten Instituts, für Arbeitsplatz, Literaturhinweise, Diskussion und kritische Durchsicht des Manuskripts;
- Prof. Dr. P. M. Orville † für Diskussion;
- der begutachtenden Instanz für die Durchsicht des Manuskripts;
- den Herren Dres. W. Bolliger, P. Burri, D. Cavalli, S. Hafisi, H. R. Wenk, H. Wieland sowie auch den Herren Angelo, Fausto und Gottardo Dazio, Bruno Donati, prof., P. Genasci, A. Guscetti, N. Suter und Frau Angelina Günthert-Franci für Hilfe im Feld und Sammeln von Proben;
- den Herren PD Dres. K. Bucher und R. Hänni, Basel, für Diskussion und Durchsicht des Manuskripts;
- Herrn Dr. R. Vocke, USA / Basel, für die Bereinigung des Abstracts;
- Herrn Dr. W. Oberholzer, Zürich, für drucktechnischen Rat;
- Herrn T. Fischer für Herstellung der Gesteinsdünnschliffe und Herrn Dr. H. Hänni für Präparation der RMS-Proben;
- Herrn Dr. U. Naef für die Reinzeichnung der Tafel 2 und einiger Textfiguren.

1. Einleitung

Die penninische Region der Alpen (Penninikum) besteht aus polymetamorphen Gneiskomplexen - meist Decken - und aus Mesozoikum, das lediglich alpin metamorph ist. Das Material der Gneiskörper ist von präalpiner Herkunft (PREISWERK 1918, KÖPPEL et al. 1980). Zwischen Simplon und Bergell enthält das Penninikum die tiefsten Bauelemente und zeigt die stärkste Metamorphose. Wir verwenden dafür den Begriff «Region der Amphibolitfazies der Zentralalpen» (vgl. «Leontinische Gneissregion» nach WENK 1956; ferner NIGGLI et al. 1965, TROMMSDORFF 1966b, JÄGER et al. 1967). Das gesamte Penninikum wurde alpin syn- bis posttektonisch umkristallisiert.

Fig. 1 zeigt den zentralen Teil dieses Gebietes zwischen den Flüssen Tosa und Tessin. Hier finden sich vom Stirngebiet bis zur Wurzelzone der Decken genügend Karbonat- und Plagioklas-führende Gesteine des Mesozoikums, welche eine genaue regionale Untersuchung der Plagioklase dieser Paragenese erlauben.

2. Problemstellung

Nach HASLER (1949), WENK (1962, 1977, 1979), GÜNTHERT (1954) u. a. lässt sich aus dem An-Gehalt des gemeinsam mit Karbonat auftretenden Plagioklases auf den Grad der Metamorphose schliessen. Man stützte sich auf BECKE (1913) und WINKLER et al. (1960, 1961). WENK (in JÄGER et al. 1967) unterteilte

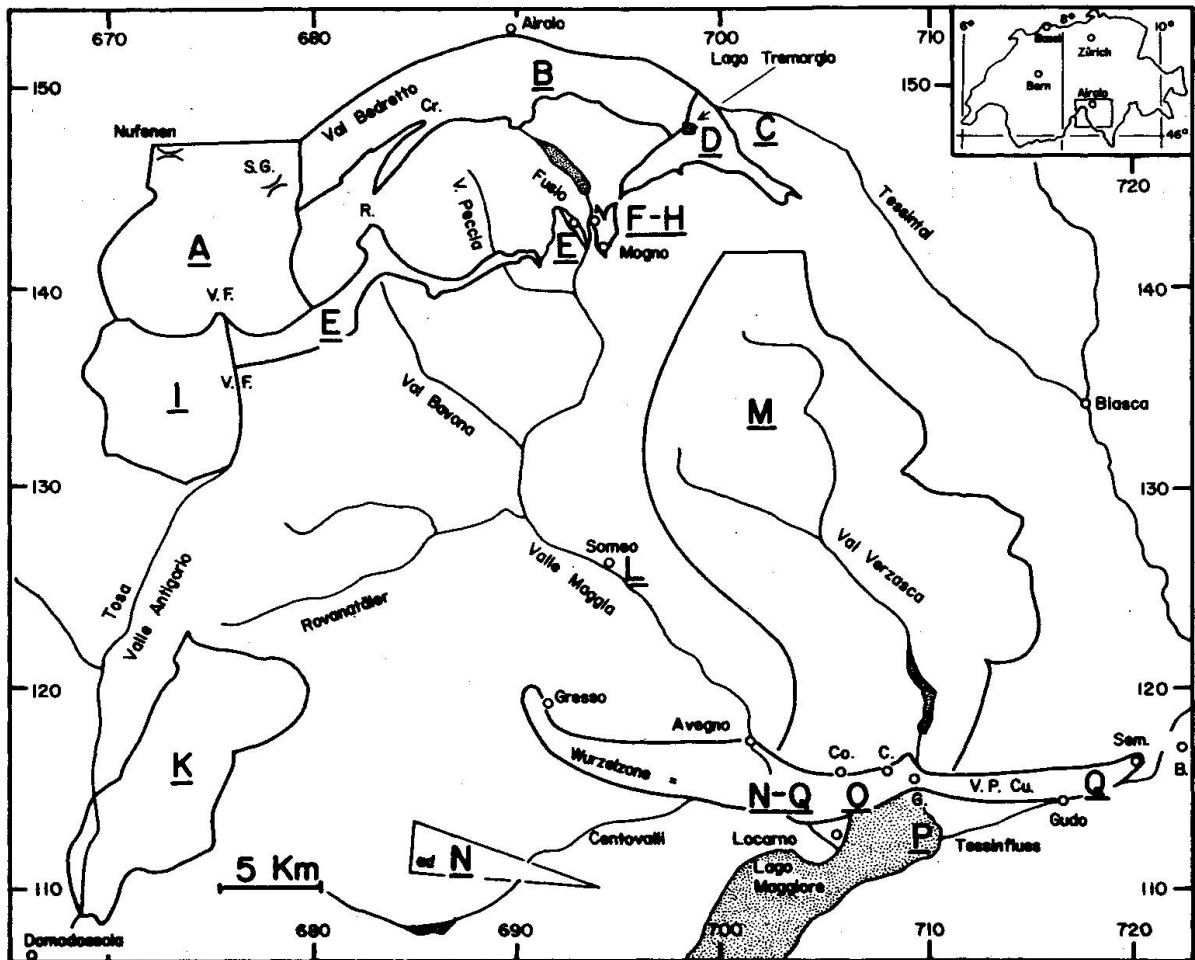


Fig. 1 Skizze der Tosa-Tessin-Region

Abkürzungen

Unterstrichene Buchstaben A-Q = Ungefähre Markierung der in Tafel 2 erwähnten Einzelfundorte und Fundortgebiete.

A stellt einen Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies dar.

B bis K entstammen der diopsidfreien Amphibolitfazies,

L bis Q der diopsidhaltigen Amphibolitfazies.

A, B, D, E, F, I, K, M, N sind petrogenetisch von regionaler, die übrigen Darstellungen von lokaler Bedeutung.

Kleiner geschriebene, übrige Buchstaben: B. Bellinzona, C. Contra, Co. Monti di Cordonico, Cr. Alpe di Cristallina, Cu. Valle del Cugnolo, G. Gordemo, V.P. Valle della Pesta, R. Robiei, Sem. Sementina, S.G. Passo di San Giacomo, V.F. Val Formazza (oberstes Tosatal).

unser Gebiet nach «Calcit-Plagioklas-Isograden» mit vom Rand zum Zentrum und zur Wurzelzone zunehmendem Grad der alpinen Metamorphose. Je basischer der Plagioklas, desto höher wurde die Temperatur der Umkristallisation angenommen. Diese These soll hier neu diskutiert werden im Lichte folgender Tatsachen:

1. Je mehr Plagioklaskörner pro Gesteinsdünnschliff auf ihren An-Gehalt bestimmt wurden, um so mehr Ausnahmen – grössere Variabilität – zu den genannten Plagioklaszonen stellten sich ein.

2. WINKLER et al. (op. cit.) setzten Reaktionsgleichgewichte in Schmelzen voraus. Dagegen sprechen die Ausbildung, Entstehung und Verteilung der Tief-Temperatur-Feldspäte des untersuchten Gebietes:

Diese Feldspäte sind durch alpine Umkristallisation aus dem mesozoischen Sedimentationstrog des Penninikums hervorgegangen. Relikte von eingeschwemmtem voralpinem Hochtemperatur-Plagioklas sind nicht zu erwarten, denn Verwitterung, Transport und Sedimentation müssen sie zerstört haben. Auch sind die hier untersuchten Paragesteine nie aufgeschmolzen worden (vgl. ferner BÄRTSCHI 1957 und HÖRNES et al. 1980).

3. BECKE hat unseres Wissens nie eine Zunahme des Metamorphosegrades aufgrund der Anorthitgehalte von Plagioklas innerhalb seiner «Unteren Tiefenstufe» (= Meso- bis Katabereich) postuliert, obwohl er Übergänge zu seiner «Oberen Tiefenstufe» feststellte (op. cit., S. 34).

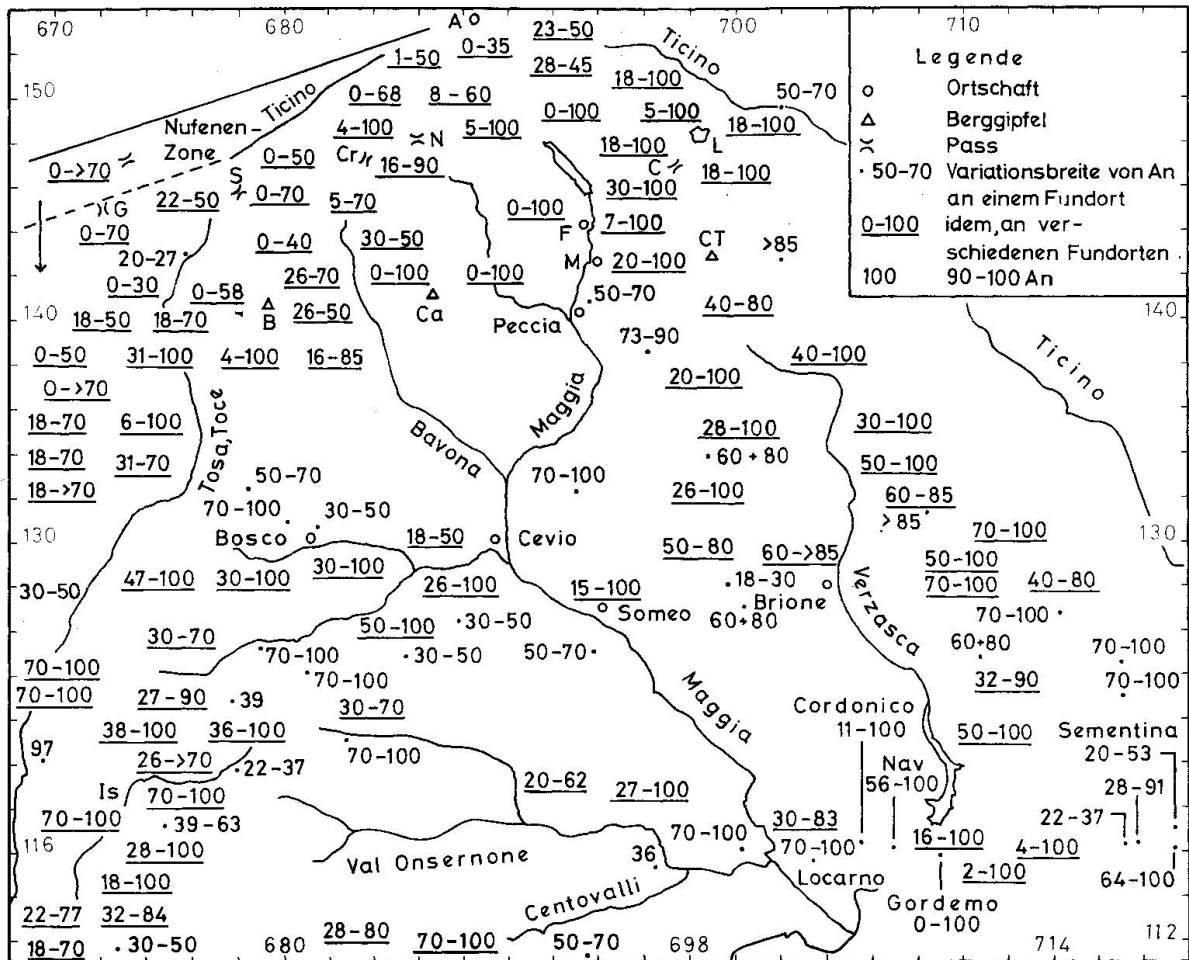
4. Die Bildung metamorpher Plagioklase hängt ausser von den Mineralparagenesen und der chemischen Zusammensetzung des Gesteins auch von X_{CO_2} , $X_{\text{H}_2\text{O}}$ und P_f (= gesamter Gasdruck) ab. Druck und Temperatur sind somit nicht allein massgebend. Wir verwenden deshalb in dieser Arbeit statt des Ausdrucks «PT-Bedingungen» den allgemeineren Begriff der «Metamorphose-Bedingungen». Nach ORVILLE (1972), CRAWFORD (1972), FREY (1974a) und WINKLER (1974) sind alle koexistierenden, d.h. heute nebeneinander vorkommenden Minerale bei der Beurteilung der Entstehung von Plagioklas zu berücksichtigen. K. BUCHER gedenkt anhand koexistierender Minerale unseres Gebietes reaktionskinetische Betrachtungen anzustellen.

5. Nach J. V. SMITH (1974, S. 5) sind Plagioklasstrukturen metamorpher Gesteine generell charakterisiert durch «a bewildering array of phenomena governed by incomplete adjustment to equilibrium».

3. Methodisches

3.1. KARBONATFÜHRENDES UNTERSUCHUNGSMATERIAL (vgl. Tafeln 1, 2)

Neue Proben wurden im NW Tessin, im oberen Tosatal (Italien) und in der Wurzelzone zwischen Contra und Sementina (W Bellinzona) gesammelt (Fig. 1; Kap. 4.1.). Wir bestimmten ferner Plagioklas der ganzen Region aus den Gesteinssammlungen von BUCHER, BUCHMANN, BURCKHARDT, HAFISI (unpubliziert), PREISWERK, SPICHER und E. WENK des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Basel (dasselbst Liste). Herr Prof. M. FREY, Basel, stellte seine unpublizierten Plagioklasbestimmungen vom Lago Tremorgio freundlicherweise zur Verfügung. Weitere An-Bestimmungen entnahmen wir den Arbeiten von BIANCONI (1971, Fig. 65), BURCKHARDT (1942), HANSEN (1972,



Tafel 1 Verbreitung des Anorthitgehaltes von Plagioklas in karbonatführenden Gesteinen der Amphibolitfazies der Zentralalpen (Tosa-Tessin-Region).

Abkürzungen

A	Airolo	G	Griespass
B	Basodino	Is	Valle dell'Isorno
C	Passo di Campolungo	L	Lago Tremorgio
Ca	Pizzo Castello	M	Mogno
Cr	Passo Cristallina	N	Passo di Naret
CT	P. Campo Tencia	Nav	Navegnaschlucht (NE Locarno)
F	Fusio	S	Passo di San Giacomo

Pfeil (im NW der Karte) = Übergang der Grünschieferfazies der Nufenen-Zone zur Amphibolitfazies des Penninikums südlich der Nufenen-Zone.

Bemerkungen zu Tafel 1

Tafel 1 stellt eine Reduktion der nicht publizierten «Karte der Paragenesen, der Zusammensetzung und der lichtoptischen Morphologie der Plagioklase karbonatführender Gesteine der Zentralalpen (Amphibolitfazies) 1:100000» dar. Diese Karte (zur Einsicht im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel) enthält detailliertere An-Angaben und die Messungen von Autoren, die sich in Tafel 2 nicht verwenden liessen (HASLER 1949, KNUP 1958, SCHEDLER unpubl., SCHWANDER et al. 1967 und unpubl., E. WENK 1962, 1975, 1983, 1984).

Tab. 1 Vergleich einiger Methoden zur Bestimmung des An-Gehaltes von Plagioklas.

Methoden	Minimale Ø der Proben	Gemessener An-Gehalt	Bedeutung des An - Gehaltes	
			Kornstatistisch (pro Einzelkorn)	Mengenstatistisch (pro Dünnschliff, bzw. pro Gestein)
Fedoroff und Reinhard	> 0.2 mm	Ganzes Korn oder nur Teilbereich (Kern, Rand, Flecken, Streifen)	Summenoptik pro Korn oder Teilbereich . Schnitt- und Korn- grösseneffekte. Graphische Kontrolle jeder Messung. Mehrere Struktur- effekte.	Fehlen Spaltrisse, Zwillingslamellen oder Zeit, werden nicht alle Körner gemessen. Bei un- genügenden Messzahlen und bei Kombination mit 'Ritt- mann' und RMS regionalgeo- logisch und klassifika- torisch signifikant.
Rittmann, Schuster, Michel- Lévy	> 0.1 mm	Ganzes Korn	Summenoptik, Rascheste Messbarkeit, jedoch z. t. mit geringerer Sicherheit falls ohne 'Fedoroff'. Effekte siehe oben.	Grössere Variabilität der An-Werte. Petrogenetisch signifikant falls mit 'Fedoroff' und RMS kombiniert bei genügend hoher Messzahl.
Immer- sion	> 0.1 mm	Nur Rand- zone des Korns	Nur Summenoptik eines kleinen Teilbereiches.	Ungenügend, bzw. fehler- haft bei lichtoptisch inhomogenen Körnern.
Röntgen- Gefüge-	5 µ bis 0.1 mm	Mittelwert aller Körner eines Schliffes.	Mittelwert der Summen aller Kornstrukturen. Keine Variationsbreite von An.	Alle Körner erfassbar. Zeitraubend. Petrogene- tisch signifikanter Mittelwert. Paragenetisch ungenügend.
RMS	> 10 µ	Nur oberste 3-5 µ (ca. 30'000 Atomlagen) markierter Körner. Punktana- lysen- Statistik.	Erfasst alle Kationen (Na, K, Ca) entlang einer Messlinie, auch licht- optisch nicht erkenn- bare. Chemisch genauer als alle lichtopti- schen Methoden. Kon- trolle lichtoptischer Messungen. Keine Strukturanalyse, dennoch kristall- genetisch signifikant.	Erfasst auch Körner ohne Spaltrisse und Zwillings- lamellen, aber nie alle, da zu viele Messlinien erforderlich. Keine Mittel- werte. Grosse Variabilität der An- und K-Werte bei genügender Zahl von Messungen pro Korn und Gestein. Petrogenetisch lokal signifikant, falls ergänzt durch 'Fedoroff' und 'Rittmann'. Paragenetisch, mineral- und petrochemisch unentbehrlich.
Elektro- nen- Mikroskop	0.1 mm	Kleinste Bereiche pro Korn	Strukturanalyse er- fasst das ganze Korn wie auch Teilbereiche, z. B. Entmischungen, Verwachsungen. Hohe kristallgenetische Aussagekraft. Vertie- fung und Kontrolle aller übrigen Methoden. Zeitraubend.	Gering bis signifikant je nach der Art der Strukturanalyse und der Zahl erfasster Körner pro Gestein.

Fig. 24), HASLER (1949), JOOS (1969, Fig. 22), KNUP (1958), SCHWANDER und WENK (1967, Tab. 1), WENK (1979, Fig. 5), WENK et al. (1984, Fig. 3), WIELAND (1966, Fig. 11) und GÜNTHERT (1954, S. 36–41).

3.2. LICHTOPTISCHE PLAGIOKLASBESTIMMUNG (Tab. 1)

Über die Technik dieser Bestimmungsart von An vergleiche man E. WENK in BURRI et al. 1967. Fast alle untersuchten Plagioklase sind frisch, d. h. erscheinen homogen durchsichtig und ungetrübt im Polarisationsmikroskop. Mit Hilfe des Universaldrehtisches (U-Tisch) wurden nur optisch eindeutige Kristalle (Körner $\varnothing \geq 0,2$ mm) bestimmt. Stets wurde auf das Vorhandensein polysynthetischer Verzwilligung und mehrerer paralleler Spaltrisse geachtet.

Da die Auslöschung der optischen Hauptrichtungen in der Regel sehr unscharf ist, wurde jede Ablesung von Azimut und Neigung doppelt ausgeführt, um die Auslöschungsdispersion zu erfassen. Darauf liess sich die wahre Lage der Indikatrix graphisch mit dem Wulffschen Netz ermitteln und durch notfalls wiederholte Messung kontrollieren.

Messungen in monochromatischem Licht solcher Plagioklase hätten ebenfalls graphisch überprüft werden müssen (vgl. ferner BURRI 1950, 154).

Die Bestimmung des An-Gehaltes erfolgte orthoskopisch mittels der Tiefemperaturkurven der Tafeln IX (Fedorow-Methode) und XI (Methode nach Schuster, Michel-Lévy, Rittmann in BURRI et al. 1967). Die Rittmann-Methode liess sich in den meisten Fällen zusätzlich zur Fedorow-Methode anwenden. Die Fedorow-Methode gestattet nur dann das ganze Korn zu messen, wenn dieses optisch einheitlich ist. Bei uneinheitlichen Körnern erfasst die Messung mit dieser Methode lediglich jene Teilbereiche, die gross genug sind zum Einmessen der optischen Hauptrichtungen. Die beiden Methoden ergänzen sich: Die Fedorow-Methode gestattet die sichere Indizierung der optischen Bezugsflächen, die Rittmann-Methode $\perp [100]$ hingegen die Bestimmung des An-Gehaltes sämtlicher Kornbereiche uneinheitlicher Körner aufgrund dieser Indizierung. Bei beiden Methoden lassen sich An-Werte > 75 weniger genau bestimmen als An-Werte < 75 . Die An-Bestimmungen beider Methoden decken sich bei den durchgeführten Messungen im allgemeinen. Natürlich liefern beide nur Summenwerte des gemessenen Kornbereiches, eingeschränkt durch Schnitt- und Struktureffekte. Deswegen sind sehr viele Messungen pro Gesteinsprobe und Region notwendig.

Auf die Verwendung von Euler-Winkeln musste verzichtet werden. Die in den Abschnitten 3.3., 3.4. und 4. erwähnten Inhomogenitäten der chemischen Zusammensetzung der Körner, die grosse Variabilität ihres An-Gehaltes und die verbreitete Auslöschungsdispersion bedingten Schwankungen der Fehlergrenzen der Messungen, die durch die teilweise grössere Genauigkeit der Pro-

jektion der Euler-Winkel nicht kompensiert werden. Die Verwendung dieser Winkel hätte die Lösung unserer Probleme nicht beeinflusst. Bei Messung vieler Körner im selben Gesteinsdünnschliff oder geologischen Aufschluss ergab sich zudem ein statistischer Ausgleich der Messwerte.

Die einzelnen Zwillingsgesetze nach (010) und (001) wurden nicht bestimmt, da ihre kristallstrukturelle Entstehungsweise noch unbekannt ist.

3.3. ZUR PLAGIOKLASBESTIMMUNG MITTELS RMS (RÖNTGENMIKROSONDE)

Ein Teil der auf dem U-Tisch erhaltenen An-Werte wurde durch H. SCHWANDER und E. FRANK am gleichen Korn an der RMS überprüft (vgl. SCHWANDER et al. 1967, 1980). Im allgemeinen lieferten die beiden Methoden Werte derselben Grössenordnung (vgl. Tab. 2; über Einschränkungen vgl. Kap. 3.4.). Auf dem U-Tisch erhaltene Werte lassen sich aber nicht direkt mit den an der RMS erhaltenen An-Werten vergleichen, da die lichtoptischen Methoden ein viel grösseres Kornvolumen (Summenoptik) mit grösserem Fehlerbereich erfassen als die RMS (vgl. Tab. 1).

Die RMS-Analyse liefert genaue Or-, Ab- und An-Werte pro Messpunkt ($\pm 2\%$) und vermag lichtoptisch unerkennbare chemische Inhomogenitäten, Einschlüsse sowie unverzwilligten Oligoklas ohne Spaltrisse neben Quarz (vgl. EVANS 1964) zu erfassen. Sie gestattet keine Aussage über Zwillingsgesetze, kristallstrukturelle Eigenschaften und feinste Entmischungen oder Verwachsungen. Bei der Bestimmung der Plagioklas-Zusammensetzung sind genügend Punkte pro Korn und mindestens zehn Körner pro Gesteinsdünnschliff zu messen, falls nur eine Generation von Plagioklas vorliegt (vgl. Kap. 3.4.) und die Berührungsparagenesen nicht weitere Messungen erfordern. Je grösser der Prozentsatz lichtoptisch nicht messbarer Plagioklase eines Gesteins und je höher ihr An-Gehalt (> 75), desto unentbehrlicher sind die nicht lichtoptischen Bestimmungsmethoden. Insgesamt wurden 437 An-Werte mittels RMS neu bestimmt.

3.4. PROBLEME DER AN-BESTIMMUNG VON PLAGIOKLAS

Die untersuchten Plagioklase sind xenoblastisch. Verbreitet ist Plagioklas, der sich lichtoptisch nicht bestimmen lässt wegen geringer Grösse, Inhomogenitäten, Einschlüssen, des Fehlens einer morphologischen Bezugsrichtung oder seltener wegen Scherrissen. Die folgenden Schwierigkeiten können sich hinzugesellen.

In Gesteinen der vorliegenden Art sind An-Bestimmungen an wenigen (≤ 5) Körnern pro Gesteinsdünnschliff statistisch ungenügend, weil Menge und Zu-

Tab. 2 Statistik einiger Messwerte von An_{Plagioklas} aus Fusio und Someo, Valle Maggia, erhalten mit der Rechenmaschine Diehl-tronic.

s = Zahl der verwendeten Gesteinsdünnschliffe
 U-T = Universaldrehtisch RMS = Röntgenmikrosonde
 Plag. = Plagioklas Best. = Bestimmung mittels
 N = Zahl der Messungen von An
 \bar{x} = Mittel aller An-Werte
 x_i = Einzelmessung
 S = Standardabweichung = $\sqrt{\frac{(x_i - \bar{x})^2}{N}}$
 V = Varianz = $\% \frac{S}{\bar{x}}$

	S	Plag.- Best.		Variations- breite von An/s	N	\bar{x}	S	V
		U-T	RMS					
N Fusio								
<u>Mto 122 Marmor</u> 4m mächtig,	8	+	-	18-(90-100)	22	50.50	23.25	46.04
idem, anderer Schliff (andere Gesteinslage)	1	-	+	27 - 98	28	87.13	16.06	18.43
<u>Mto 123b₁</u> 2m, konkordant zu Mto 122	4	+	-	0 - 72	78	39.55	12.27	31.02
Kleine Plag.- körner		-	+	25 - 64	67	44.91	7.64	17.00
Grosse Plag.- körner	1	-	+	21 - 72	75	46.92	10.63	22.66
Alle Korngrössen		-	+	21 - 72	170	45.31	9.47	20.89
NW Someo								
<u>Marmore: Sp 260</u>	3	+	-	20 - 58	17	49.45	20.14	40.60
<u>Cat 25 b</u>	2	-	+	15 - 99	24	43.87	22.40	50.50
<u>Kalksilikatgneise</u>								
<u>Sp 261 und 262</u>	3	+	-	23 - 90	69	41.90	11.26	26.80
<u>HP 605</u>	2	-	+	31 - 92	43	45.80	12.06	26.30
Gesamtmächtigkeit von Sp 260-262=5dm								

sammensetzung von Plagioklas im cm- bis m-Bereich lagen- und nesterweise stark schwanken können (vgl. zum Beispiel Tafel 2, G, H, O-Q, Fig. 2, Tab. 3, 4). Wie Tab. 2 zeigt, variieren \bar{x}_{An} und Varianz V von Mto 122 beträchtlich trotz fast gleicher Variationsbreite. Diese Variabilität im Kleinbereich ($\geq 0,1 \text{ mm}^3$) ist petrogenetisch bedeutsam (vgl. Kap. 5, 7).

An - Werte z.B.: 42 = lichtoptisch homogen 30-60 = lichtoptisch inhomogen: invers zonar, n normal zonar, f fleckenartig n.b. = lichtoptisch nicht bestimmbar	Lagen (Stärke in mm)	Gesteinsteile in Vol.% (geschätzt). + = < 5 Vol.%								Plagioklas- körner in Kontakt mit
		Pl + Q	Kf + A	Bi	Ho	Dio	Zo + Klz	Cc	Sk	
← 24mm → (n.b.)	1 (6-8)	40	5	10	30	10	+	+	+	
42 30-60f 40-56f 30 33 29 29 28-43f 31-46f 31-51f 60	2 (2-3)	70	10	10	+	+	+	+	+	Bi, Cc, Ho, Pl, Q
26-56f 47 29-60n 34 26-35i 37	3 (5)	40	+	5	30	5	+	20	+	Bi, Cc, Ho, Pl, Q, S, Ti, Zo
(n.b.)	4 (4)	5	-	5	+	-	+	90	+	
24-61i 24-56i 50 45-64i 29-47f 45 56 43-62i	5 (3-5)	65	+	10	20	-	+	5	+	Bi, Ho, Kf, Pl, Q, S

Variationsbreiten der An-Werte von Plagioklas:

Lichtoptisch = 24-64 An (Zahl der Messungen=39)

Mittels RMS = 35-67.5 An (Zahl der Messungen = 20)

Abkürzungen

A	Antiperthit in Pl	Pl	Plagioklas
Bi	Biotit	Q	Quarz
Cc	Carbonat, meist Calcit	S	Serizit/Muscovit
Dio	Diopsid	Sk	Skapolith
Ho	Hornblende	Ti	Titanit
Kf	Kalifeldspat	Zo	Zoisit
Klz	Klinozoisit-Epidot		

Fig. 2 Verteilung auf dem U-Tisch bestimmter An-Werte von Plagioklas samt Modalbestand des Gesteins und Angabe der Nachbarn von Plagioklas in Dünnschliff Sp 262 von Kalksilikatgneis, NW Someo, Valle Maggia (coll. A. SPICHER). Dünnschliffvolumen = 12 mm³. Schliffbreite = 24 mm, Schlifflänge = 27 mm. Lage der gemessenen Plagioklaskörner im Gesteinsdünnschliff analog der Lage der eingetragenen An-Werte.

Aus dem hier angeführten Beispiel ergibt sich folgendes:

- Die Mittel von licht- und/oder röntgenoptisch erhaltenen An-Messwerten desselben Gesteins eines wenige m starken Aufschlusses können sich wesentlich unterscheiden. Dies ist jedoch nicht die Regel, wie die Histogramme H, P, Q der Tafel 2 zeigen.
- Es empfiehlt sich, Proben aus mehreren Lagen und aus mehreren Stellen pro Lage zu untersuchen (vgl. Tab. 3, 4).
- Die erhaltenen Extremwerte des An-Gehaltes in einem Gesteinsdünnschliff hängen nicht von den hier angewandten Messmethoden ab, sondern von der Auswahl der Proben, von den Gesteinsdünnschliffen und der Anzahl der An-Messungen.

In vielen Fällen trifft ausserdem folgende Regel zu: Je mehr Körner pro Gesteinsprobe bestimmt werden, um so mehr variieren mengenstatistisch der An-Gehalt und die Zahl lichtoptisch-morphologischer Typen von Plagioklas. Dies

Tab. 3 Koexistierende Plagioklasse des tektonischen Kontaktes von Marmor Mto 122 und Paragneis Mto 123 am nördlichen Dorfrand von Fusio (Koord. 693.965/144.400)

	W	E
	4m mächtiger Staurolith, Granat, Erz und Calcit führender Klinozoisit-Epidot-Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis Mto 123	2m mächtiger Titanit, Erz, farblose Hornblende und Quarz führender Klinozoisit-Epidot-Zweiglimmer-Zweifeldspat-Calcit-Marmor Mto 122
Anzahl untersuchter Gesteinsdünnschliffe	5	7
<u>Lichtoptisch</u>	<u>An-Gehalt des Plagioklas:</u>	<u>An-Gehalt des Plagioklas:</u>
- homogen	18, 27, 37, 40, 42, 45, 46, 46	24, 25, 28, 50, 50, 57, 63, 66, 68, 75, 80
- invers zonar	0-58, 7-?, 27-56, 31-38, 31-56, 33-58, 33-61, 36-55, 38-45, 40-65, 40-67, 50-67	-
- normal zonar	17-56	68-75
- fleckenartig	5, 30, 32, 44 (nur je ein "Fleck" pro Korn best.), 28+42+72 (3 "Flecken" pro Korn best.), 24-63, 25-50, 28-40, 28-48, 28-56, 30-45, 30-67, 32-58, 36-41, 38-50, 40-46	18 + 21 (2 "Flecken" pro Korn best.), 43 - (90-100) 80 - (90-100) (best. = lichtoptisch bestimmbar)
Anstossende Nachbarn best. Plagioklaskörner	Biotit, Serizit, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Klinozoisit	Biotit, Muscovit, Titanit, Erz, Calcit, Plagioklas
Zahl der An - Bestimmungen	62	19
Anzahl Körner	37	15
<u>RMS</u>		
Variationsbreite	21.2 - 72 An	27 - 97.5 An
Zahl der Messungen	175	28
Anzahl Körner	160	15

wurde erst deutlich bei An-Gehalt-Messungen mit dem U-Tisch an mehr als zwölf Körnern pro Gesteinsdünnschliff (vgl. z. B. Tab. 3, 4 und Fig. 2).

Seit 1965 wurden mehrere Gesteinsbänke eines Aufschlusses (Tafel 2, G, H, L, O-Q) untersucht und jedes messbare Plagioklaskorn bestimmt; dadurch wurde auch die unvermeidbare statistische Bevorzugung eingeschränkt. Das Suchen und Markieren von messbarem Plagioklas benötigt oft mehr Zeit als das Bestimmen des An-Gehaltes. Dennoch müssen in vielen Fällen wenige Messungen genügen, und in keinem Dünnschliff liess sich jedes Korn bestimmen. Die Mannigfaltigkeit der An-Werte und Plagioklaserscheinungsformen ist somit grösser, als bisher angenommen wurde. Die Häufigkeitsstatistik der An-Werte ist nur im Rahmen der hier beschriebenen Vorbehalte signifikant. Jeder einzeln eingetragene An-Wert pro Fundort (Tafel 1) stützt sich auf nur 1-3 gemessene Körner pro Gesteinsdünnschliff und täuscht eine Scheinkonstanz des An-Gehaltes von Plagioklas vor. Leider war es unmöglich, die gesamte Mannigfaltigkeit der Plagioklase wiederzugeben.

Mögliche Verwechslungen von unverzwilligtem Oligoklas-Andesin mit Kalifeldspat (von ähnlicher Lage der Indikatrix im Kristallgebäude) liessen sich vermeiden dank des Reliefunterschiedes und weil äusserst selten die Plagioklas-Bestimmung sich nur auf verschiedene Systeme von Spaltrissen stützt; RMS-Bestimmungen bestätigen c. gr. s. die lichtoptisch erhaltenen An-Werte (vgl. Kap. 3.3., Tab. 2, 4, 8).

Abkürzungen zu Tab. 4, 8, 9

Gesteinstypen (T)

A	Arkose (Gneis bis Schiefer)
Br	Meta-Breccie
F	Kalksilikatfels
G	Gneis
K	Meta-Konglomerat
M	Marmor
Q	Quarzit
S	Schiefer
Z	Zement von Meta-Breccie
n. b.	lichtoptisch nicht bestimmbar
Mess.	Messungen

Gemengteile

Ak	Aktinolith
Bi	Biotit
Cc	Karbonat (Calcit \pm Dolomit)
D	Disthen
Di	Diopsid
E	Erz
GlGr	Granat
Ho	Hornblenden
Kf	Kalifeldspat
Klc	Klinochlor
Klz	Klinozoisit
Ms	Muscovit \pm Paragonit, Serizit
P	Pigment (organ. Substanz \pm Erz, Graphit)
Ph	Phlogopit
Pl	Plagioklas
Por	Porphyroblast(en)
Q	Quarz
Ser	Serizit
Sk	Skapolith
St	Staurolith
Tr	Tremolit
Zo	Zoisit (Klinozoisit)

Tab. 4 An-Gehalt einzelner Plagioklaskörner einer Serie konkordanter saigerer Lagen von Kalksilikat-Marmor des Bruches von Gordemo (Koord. 708.875/115.92). Das Profil erstreckt sich von N (No. Wurz 228) nach S (No. Wurz 226f). Nördlich des Profils waren 1959 durch Falte verbundene Gesteinslagen sichtbar (E. WENK, mündl. Mitt.). Die An-Werte wurden mittels U-Tisch bestimmt, ausgenommen die von Lage Wurz 226e (RMS-Bestimmungen von Dr. E. FRANK, vgl. Tafel 1 und Tafel 2, P).

Gestein			Einzelkörner von Plagioklas		
Nr. Wurz	Mächtigkeit	Paragenese der Lagen, resp. Zeilen	An-Gehalt	Kontaktminerale (Schnitteffekt!), ohne Anzeichen von Reaktion	Lichtoptische Ausbildung
228	3 dm	wie Nr. 226	43 32-61 56-72 50-62	Bi, Cc, Pl, Q Cc, E, Ms, Pl, Q Cc, Pl, Q Cc, Di, Pl	homogen normal zonar normal zonar streifenartig
227	3 dm	-	n. b.	-	-
226a	226b	Bi, Cc, Di, E (schwarz), Ho (farblos), Klc (mit Mantel von Ho), Kf, Ms, Ph, Q, Sk, T,	25	Cc, Ph, Pl, Q	homogen
			48	Cc, Ph, Pl, Q	homogen
			31-44	Di, Ms, Pl	normal zonar
			0-35	Cc, Ms, Pl	invers zonar mit scharf begrenztem Albitkern
			17	Pl, Q	1 "Fleck" von Flecken-plagioklas
			34	Cc, Ms, Ph, Pl, Q	homogen
226c		Einzelzeilen I.-VI.:			
		I. (1.8mm)	n. b.		
		II. (2.4mm), reich an Q+Pl	30 44	Bi, Cc, E, Ms, Pl, Q Kf, Ms, Pl, Q	homogen homogen
		III. (5mm), reich an Cc+Q	34 27-46	Cc, Pl, Q Bi, Cc, Pl, Q	homogen normal zonar mit scharf begrenztem Kern
		IV. (4mm)	n. b.		

Tab. 4 Fortsetzung

Gestein		Einzelkörner von Plagioklas				
226	a-f ₁	V. (5mm) reich an Bi, Ms, Q	29-35	Bi, E, Pl, Q	normal zonar	
		VI. (5mm) reich an Cc+Q	40	Cc, Pl, Q	homogen	
226	=	wie Nr.	23-40	nicht bestimmt	normal zonar	
c ₀	4 dm	226a, b	29-47	Cc, E, Pl, Q	normal zonar	
226		c ₁	idem	36	Ms, Ph, Pl, Q	homogen
	42			Cc, Pl, Q	homogen	
	42			Cc, Pl	homogen	
	30-46			E, Pl, Q	streifenartig	
226	d	idem	18	Pl, Q	homogen	
			28	Bi, Cc, Pl, Q	homogen	
			56	Bi, Cc, Ms, Pl, Q	homogen	
			30-40	Cc, Ms, Pl, Q	normal zonar	
			45-76	Cc, Ms, Pl, Q	fleckenartig	
226	d ₁	idem	59	Cc, Pl	} Zwillingsstock homogen	
			60	Cc, Pl		
226	e	idem	29-44	nicht bestimmt	35 RMS-Messungen	
			32-59	Bi, Ms, Pl, Q	normal zonar	} mit Ein- schlüssen von Cc, Kf, Ph
			68- (90-100)	E, Ph, Pl	normal zonar	
			42-86	E, Ph, Pl	normal zonar	
226	f	dieselben mit chlori- tisiertem Ph, relikth. antiperthit. Kf und mit Klc	13	Cc, Ms, Pl, Kf, Q	homogen	
			13	Cc, Ms, Pl, Q	homogen	
			26	Cc, Pl, Q	homogen	
			28	Cc, Pl, Q	homogen	
			36	Cc, E, Pl, Q	homogen	
			25-64	Cc, Pl, Q	fleckenartig	
226	f ₁		30	Cc, Kf, Ser	homogen	
			54	Cc, Pl, Q	homogen	

4. Statistische Ergebnisse der Plagioklasuntersuchungen

4.1. ÜBERBLICK

An rund 1000 Plagioklaskörnern aus 350 Gesteinsdünnschliffen liessen sich lichtoptisch neu 1287 An-Werte bestimmen (Tafel 2: B, E-H, L, N-Q); dazu kommen rund 500 auf dem U-Tisch bestimmte An-Werte der Literatur (Tafel 2: A, C, D, I, K, M). Auf die Bedretto-Serie (einschliesslich der Serie von Fusio-Mogno) und die Wurzelzone entfallen je 38%, auf die Teggiolo-Serie 19% und auf die Serie von Someo 5% aller neuen An-Messungen. Die gemessenen Körner stammen zu 52% aus Calcitmarmoren, zu 24% aus calcithaltigen Schiefen, Meta-Konglomeraten und -Psammiten und zu 24% aus Kalksilikatgneisen und -felsen.

E. WENK untersuchte 1983 freundlicherweise – nicht simultan – Plagioklase am U-Tisch (aus drei Gesteinsproben der Bedretto-Serie und 33 Proben der Teggiolo-Serie vom Val Formazza bis zum Val Peccia). Ausser einem Fund lamellarer Verwachsung aus dem Val Formazza (in Kalkmarmor Nr. Mto 168) fand er viele feinste Lamellen in Fleckenplagioklasen, die sich aber wegen Einschlüssen (Glimmer, Zoisit, Graphit, Skapolith), polysynthetischer Verzwilligung und ungünstiger Schnittlage nicht indizieren liessen. Im Gebiet südlich der Teggiolo-Serie – vom Simplon bis zur Maggia – fand er nur sieben Gesteine mit indizierbaren lamellaren Verwachsungen, wovon sich vier auf Tafel 1 eintragen liessen (E. WENK et al., 1984, Fig. 3). Lamellare Verwachsungen treten somit bald gehäuft, bald sporadisch auf, bald scheinen sie in der Region zu fehlen. Zu beachten ist folgende Mitteilung von E. WENK (1983): Am U-Tisch können feinste lamellare Verwachsungen übersehen werden.

4.2. MORPHOLOGISCHE PLAGIOKLASTYPEN (Lichtoptik)

Die kombinierte Anwendung der U-Tisch-Methoden und der RMS führte zur Einteilung in lichtoptisch einheitliche (homogene) und uneinheitliche (inhomogene) Plagioklase.

4.2.1. Lichtoptisch homogene Plagioklase

Wir verstehen unter dieser Bezeichnung jedes Plagioklaskorn, dessen An-Gehalt bis zum Kornrand um weniger als $\pm 2\%$ schwankt. Die frühere Bezeichnung dieses Plagioklastyps als «unzonal» im Gegensatz zu «normal» und «invers zonal» genügt hier nicht, da auch Flecken- und Streifenplagioklase und komplex gebaute Typen berücksichtigt wurden und diese wegen ihrer räumlich komplexen An-Verteilung im gleichen Korn nicht zu den zonalen Plagioklasen gerechnet werden können.

Tafel 2 (Fig. A–Q; siehe auch Fig. 1, S. 162). Histogramme der relativen prozentualen Häufigkeit (obere Ordinate) und Kurven der kumulativen Häufigkeitsverteilung (untere Ordinate) im Gauss'schen Wahrscheinlichkeitsnetz der An-Werte (Abszissen) von Gesteinsplagioklas des karbonatführenden Mesozoikums (hauptsächlich Amphibolitfazies) der Tosa-Tessin-Region (Penninikum der Zentralalpen).

- Fig. A: *Nufenen-Zone und Bedretto-Serie*. Nach 150 U-T- und RMS-Messungen von J. HANSEN 1972; aus einem rund 50 km² grossen Gebiet.
- Fig. B: *Bedretto-Serie vom Passo di San Giacomo bis N Lago Tremorgio* (ohne Fig. C und D). 401 U-T- und 90 RMS-Messungen aus einem Gebiet von rund 50 km².
- Fig. C: *Bedretto-Serie*, Aufschluss von 50 m am *Lago Tremorgio*. Nach 323 U-T-Messungen von M. FREY et al. 1974.
- Fig. D: *Bedretto-Serie S Lago Tremorgio* (Campolungo-Gebiet). Nach 191 U-T-Messungen von F. BIANCONI 1971; aus einem rund 36 km² grossen Gebiet.
- Fig. E: *Teggiolo-Serie vom Val Formazza (Tosa) bis zum Valle di Peccia*. 207 U-T- und 36 RMS-Messungen aus einem Gebiet von rund 22 km².
- Fig. F: *Serie von Fusio-Mogno*. 151 U-T-Messungen aus einem Gebiet von rund 4 km².
- Fig. G: *Klinozoisit-Marmor Mto 122 Fusio*. 19 U-T- und 28 RMS-Messungen aus sieben Handstücken und neun Dünnschliffen (vgl. Tab. 2, 3).
- Fig. H: *Karbonatführender Klinozoisitgneis Mto 123 B₁* (konkordant zu Mto 122; vgl. Tab. 2, 3). 62 U-T- und 175 RMS-Messungen aus zwei Handstücken (fünf Dünnschliffen).
- Fig. I: *Summe Mesozoikum der Lebendun-, Vegliä- und Teggiolo-Serien, oberes Tosatal*. Nach 76 U-T-Messungen von M. JOOS 1969; aus einem Gebiet von rund 40 km².
- Fig. K: *Metamorphe Karbonatgesteine der Isorno-Serie und Umgebung, NE Domodossola*. Nach 42 U-T-Messungen von H. WIELAND 1966 und acht RMS-Messungen von H. SCHWANDER et al. 1967; aus einem rund 80 km² grossen Gebiet.
- Fig. L: *Serie von Someo, Valle Maggia*. 35 U-T- und 67 RMS-Messungen in fünf Dünnschliffen aus vier Handstücken (vgl. Fig. 3).
- Fig. M: *Serie des Verzascatal*. Nach 660 U-T- und 65 RMS-Messungen von E. WENK et al. 1975, 1977, 1979; aus einem rund 250 km² grossen Gebiet.
- Fig. N: *Wurzelzone von Gresso und Centovalli bis Sementina (W Bellinzona)*. 401 U-T-Messungen inklusive Fig. O, P und Q; aus einem Gebiet von rund 38 km².
- Fig. O: *Kalksilikatfels Vz 624, Monti di Cordonico, NE Locarno*. 32 U-T-Messungen aus einem Gesteinsdünnschliff.
- Fig. P: *Kalksilikatmarmor Wurz 226, Cava di Gordemo, NW Gordola*. 53 U-T- und 23 RMS-Messungen an zwölf Dünnschliffen (acht Handstücke aus einer Bank von vier dm).
- Fig. Q: *Kalksilikatmarmor Wurz 118c, Wasserfall, Val di Sementina, W Bellinzona*. 81 U-T-Messungen an drei Dünnschliffen eines Handstücks.

Bemerkungen zu Tafel 2

U-T = Universaldrehtisch, RMS = Röntgenmikrosonde.

Die Prozentzahlen der kumulativen Darstellungen (untere Hälfte der Figuren) geben die mögliche Zahl der Fälle an. Alle An-Gehalte sind in Mol%. Die obere Abszisse jeder Figur enthält die strukturelle Einteilung der Plagioklasse nach Fig. 5 (Dreiecksmarken).

Das «V» der unteren Abszisse markiert summarisch den An-Gehalt der mikroskopisch kristallographischen lamellaren Verwachsungen von Plagioklas nach E. WENK et al. (1984, Fig. 3). Es sind dies paarweise im Gebiet der

Fig. E (Teggiolo-Serie):	(30–40) + (60–70)
Fig. F (Fusio-Mogno-Serie):	(60–70) + (80–100)
Fig. K (Isorno-Serie):	(30–40) + (60–70)
Fig. L (Serie von Someo):	(30–40) + (60–70)
Fig. M (Verzasca-Serie)*:	(17–25) + (28–35), (30–40) + (60–70), (30–40) + (80–100), (30–40) + (60–70) + (80–100), (60–70) + (80–100)
Fig. N (Wurzelzone):	(30–40) + (60–70), (60–70) + (80–100)
Fig. O (Cordonico):	(30–40) + (60–70)
Fig. P (Gordemo):	(30–40) + (60–70)

* Bestuntersuchte Serie (nach Prof. E. WENK, mündl. Mitt.).

Die Serien A–D, G–I und Q sind noch nicht auf Vorhandensein lamellarer Verwachsungen von Plagioklas geprüft worden.

Fig. A Nufenen-Bedretto

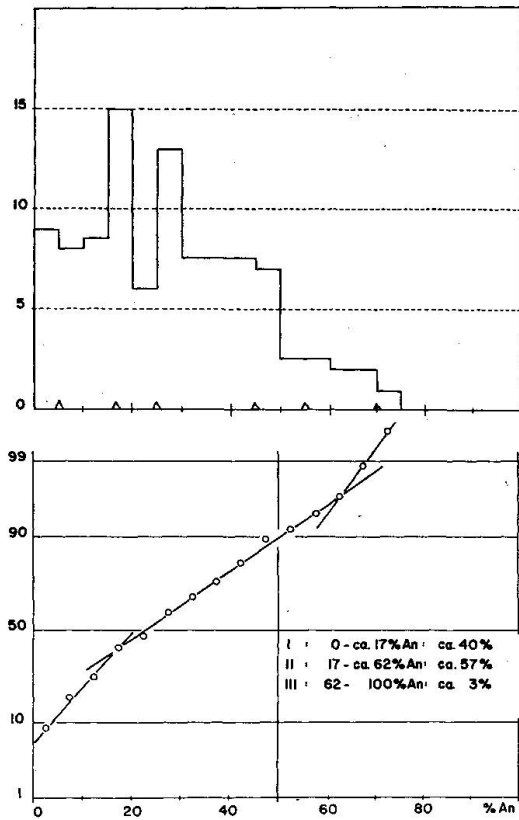


Fig. B Bedretto-Tremorgio

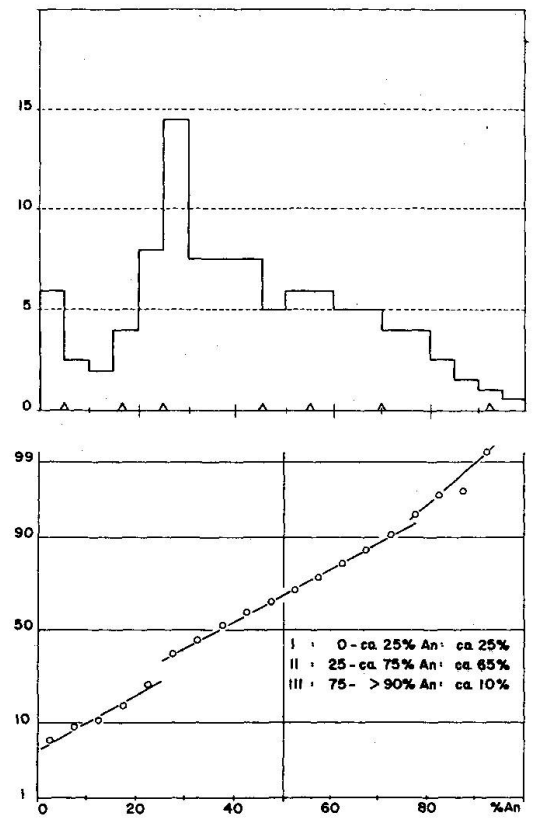


Fig. E Ob. Tosa-Peccia

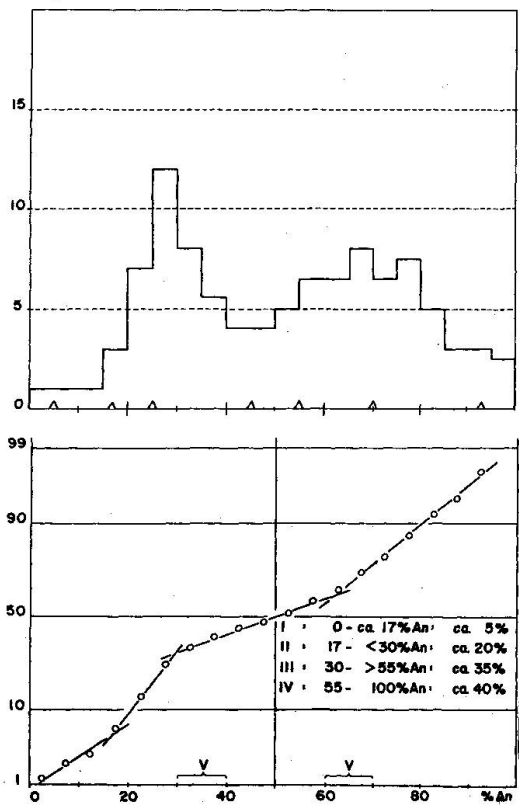


Fig. F Fusio-Mogno

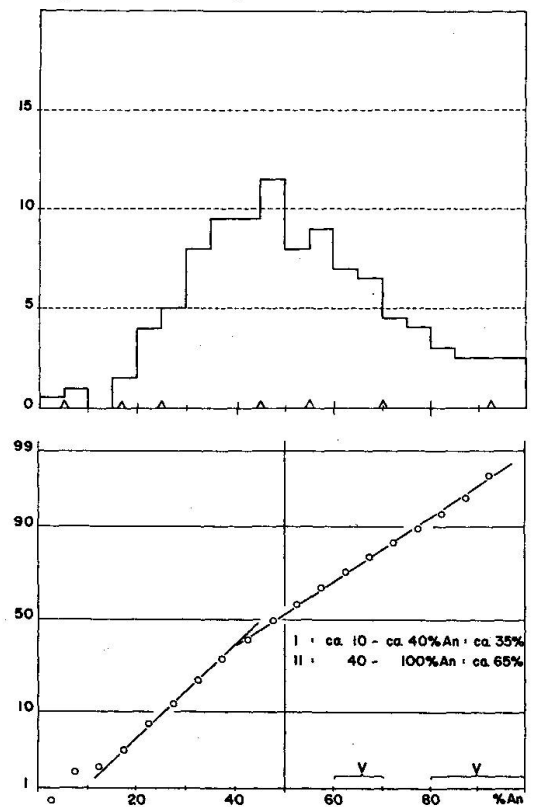


Fig. C Lago Tremorgio

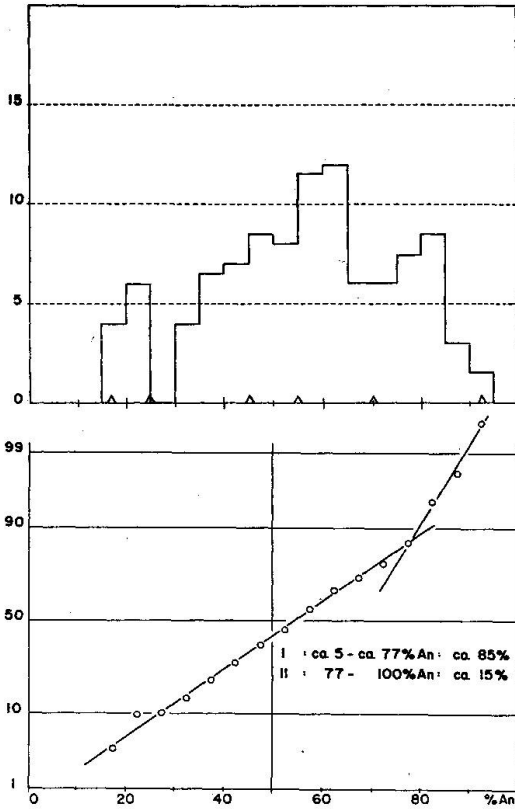


Fig. D Campolungo-Gebiet

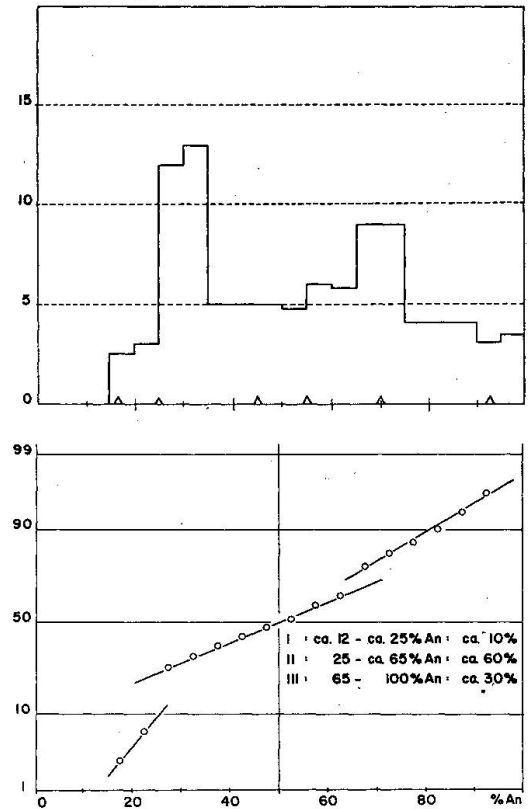


Fig. G Marmor v. Fusio

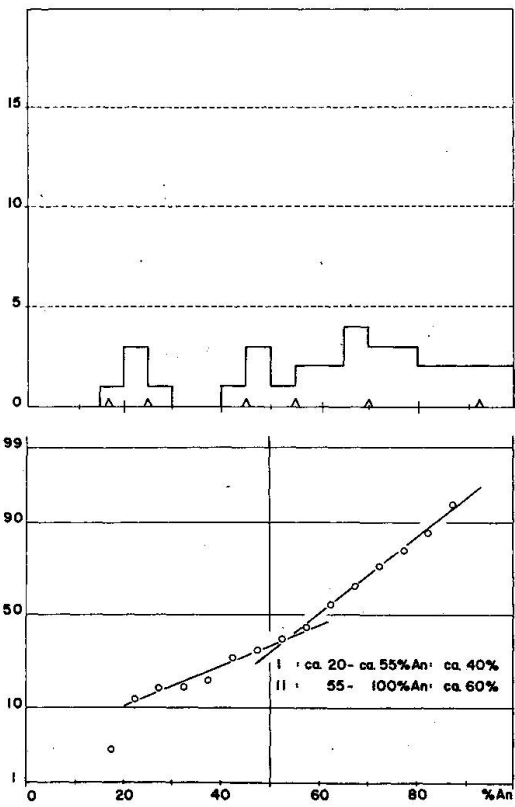


Fig. H Gneis v. Fusio

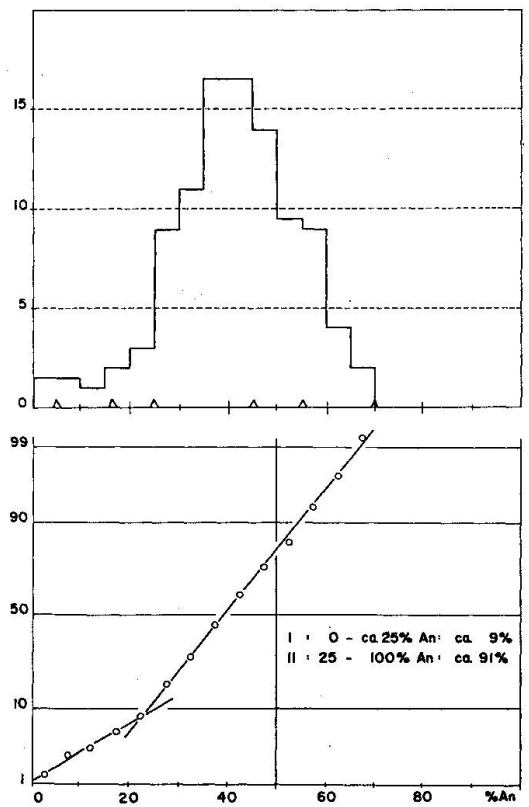


Fig. I Tosatal

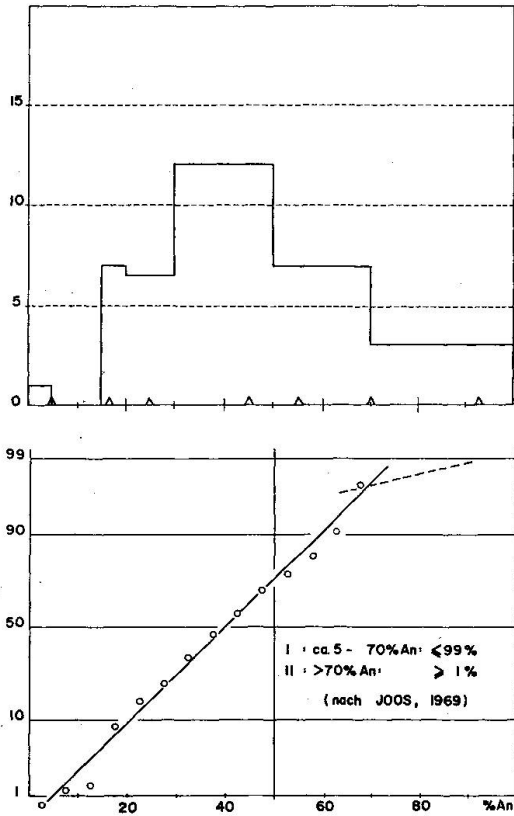


Fig. K Isornotal

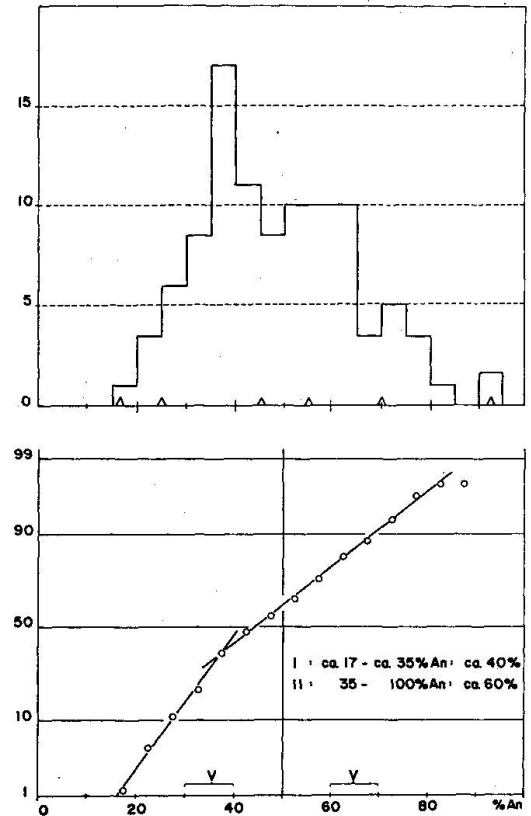


Fig. N Gresso-Sementina

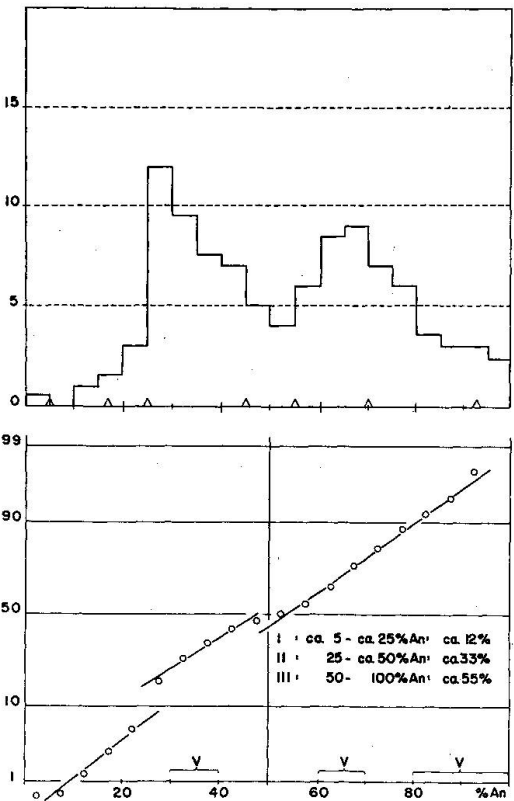


Fig. O Cordonico

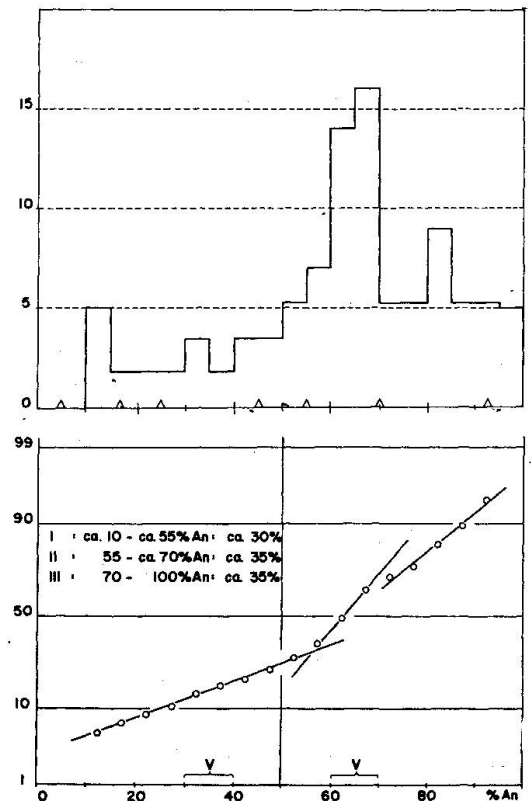


Fig. L Someo, Maggiatal

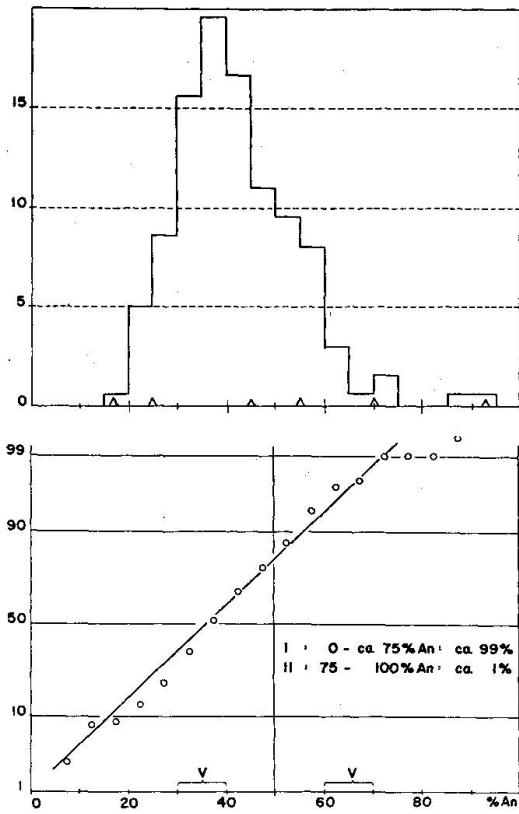


Fig. M Verzascatal

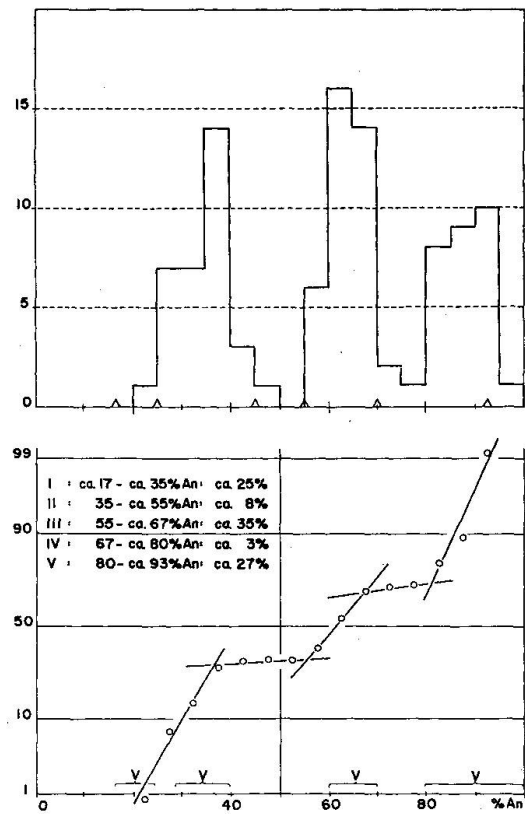


Fig. P Gordemo

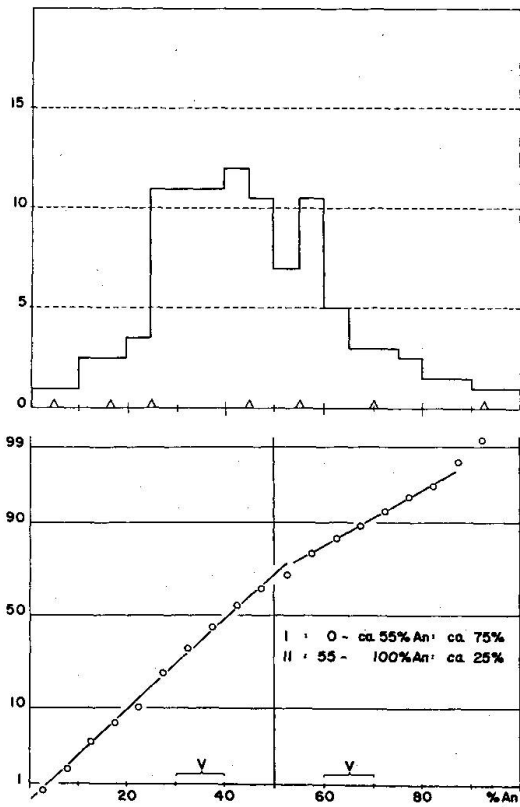
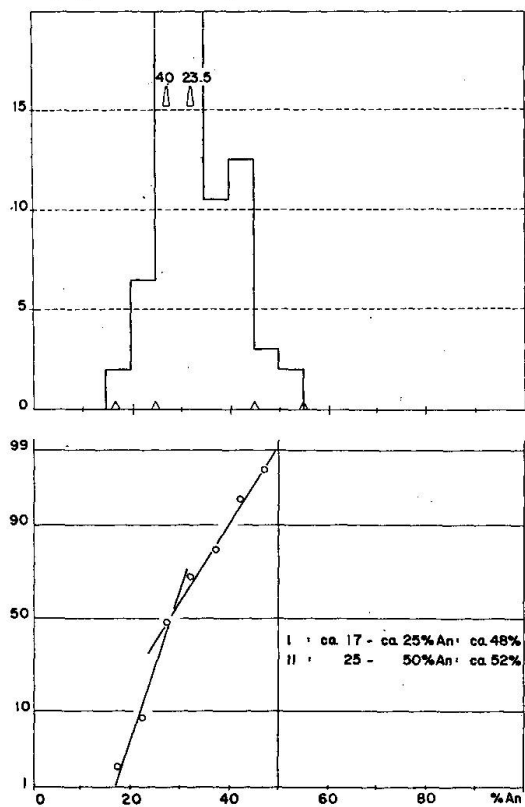


Fig. Q Sementinatal



Lichtoptisch homogener Plagioklas tritt in allen Gesteinstypen und Gesteinsserien auf (Tab. 3-8). Kleine Körner sind häufiger lichtoptisch homogen als grosse ($\varnothing > 0,5$ mm).

4.2.2. Lichtoptisch inhomogene Plagioklase

Folgende fünf lichtoptisch-morphologische Typen treten auf:

- a) normal zonarer Plagioklas (Kern basischer als Rand),
- b) invers zonarer Plagioklas (Kern saurer als Rand),
- c) «fleckenartiger» Plagioklas = Fleckenplagioklas,
- d) «streifenartiger» Plagioklas = Streifenplagioklas,
- e) komplexer Plagioklas. (Für c)-e) vgl. Fig. 3, 4.)

Im Fleckenplagioklas treten teils mehrere An-arme Partien in stärker basischer Matrix oder umgekehrt auf, teils lagern sich Partien von verschiedenem An-Gehalt in räumlich unregelmässigen Formen an. Streifenplagioklase bestehen aus zwei oder mehreren unregelmässig geformten, keil- oder plattenähnlichen An-Bereichen, die im Schnitt streifenartig erscheinen.

Komplexer Plagioklas stellt Kombinationen von b) + c), b) + d) oder c) + d) dar. Die Bereiche inhomogener Körner gehen meist ineinander über, doch kommen regional unregelmässig verteilt auch scharfe Abgrenzungen vor. Alle

Tab. 5 Verbreitung lichtoptisch-morphologischer Plagioklastypen in fünf Gesteinsserien (Tafel 2, B, E-H, L, N-Q) bei gemessener Kornzahl ≥ 3 pro Gesteinsdünnschliff, in Relativprozenten pro Gesteinsserie.

	Serie	Homogene: An-Gehalt pro Korn konstant, jedoch von Korn zu Korn variabel	Inhomogene (meist mit Uebergängen)				
			Invers	Normal	Flecken-	Streifen-	Komplexe
Norden	Bedretto	77	5	5	9	3.5	0.5
	Fusio- Mogno	41	17	4	34	-	4
	Teggiolo	56	17.5	6	16	4	0.5
	Someo	32	19	9	35	5	-
Süden	Wurzel- zone	78	4.5	6	7	4	0.5

An-Bereiche eines Kornes besitzen gemeinsame kristallographische Bezugsrichtungen (Spaltbarkeit und Zwillingslamellen), wie sie WIELAND (1966) dargestellt hat.

In allen Gesteinsserien koexistieren alle lichtoptisch-morphologischen Plagioklastypen (Tab. 6–8, 10–12), An-ärmer und An-reicher Plagioklas (Fig. 2, 3; Tab. 3, 4, 9 als Beispiele) und einschlussfreie und einschlussreiche (nicht sekundär mit Zoisit-Epidot und anderen Mineralien «gefüllte») Körner. Inhomogene Körner haben unterschiedliche Anteile an den Gesteinsserien (Tab. 3–6, 8) und koexistieren in allen Serien in unregelmässiger Weise. Die grosse Zahl der An-Messungen, die Übergänge und Unterschiede von «Fleck» zu «Fleck», von «Flecken» zu «Grundmasse» der Körner und die verschiedenen Grössenverhältnisse dieser Inhomogenitäten lassen für die gesamte Tosa-Tessin-Region lichtoptisch kein Vorwiegen einzelner An-Werte feststellen (vgl. Fig. 3; Tab. 3, 4, 8, 9, 12). Die Begriffe «lichtoptisch-homogen» und «lichtoptisch-inhomogen» sind klar zu unterscheiden von den Begriffen «strukturell homogen» und «strukturell inhomogen».

4.3. HÄUFIGKEITEN DER AN-BEREICHE NACH MÖGLICHEN ZUSAMMENSETZUNGSBEREICHEN (Tafel 2, Fig. 5)

Wir versuchen die unterschiedlichen kristallstrukturellen Eigenschaften von Plagioklas zu berücksichtigen. Deshalb gliedern wir unsere Tief-Plagioklase in Häufigkeitsgruppen zu je 5% An und fügen der Abszisse die Abgrenzungen der kristallstrukturellen Eigenschaften bei. Für die Wahl dieser Abgrenzungen verweisen wir auf die in Fig. 5 angegebenen Autoren. Die hier diskutierten Plagioklase rekristallisierten im Subsolidusbereich, meist jedoch oberhalb der Bildungstemperatur der Peristerite (Kap. 7.1. und Tab. 8). Es kommen deshalb nach den genannten Autoren für die untersuchten Plagioklase mindestens acht kristallstrukturell unterschiedliche Zusammensetzungsbereiche in Frage (Fig. 5). Tief-Albit, Peristerit und Anorthit sind in unseren Gesteinen lichtoptisch sicherer abgrenzbar als die übrigen Plagioklase. Die Grenzen der einzelnen An-Bereiche von An_{45} bis An_{100} streuen dagegen nach unseren Messungen um $\pm 3-5\%$. Der Begriff «Tief»-Plagioklas bedeutet für uns nicht, dass die Bildung nur vor der Temperatur abhing (vgl. Kap. 7).

Die 16 Darstellungen von Tafel 2 besitzen verschiedene Aussagekraft, je nach dem sie Plagioklas-Zusammensetzungen verschiedener Gesteine eines Teilgebietes (Figuren A, B, D, E, F, I, K, M, N) der Tosa-Tessin-Region oder nur eines Gesteines eines Fundortes (Figuren C, G, H, L, O, P, Q) abbilden. Deshalb werden die Erstgenannten nur global ausgewertet.

Jedem Histogramm ist eine Kurve beigegeben, welche die kumulative prozentuale Häufigkeitsverteilung im Gauss'schen Wahrscheinlichkeitsnetz der An-Werte von Gesteinsplagioklas wiedergibt. Diese Darstellung stützt sich aus

Tab. 6 Koexistenzen lichtoptisch-morphologischer Plagioklastypen innerhalb einzelner Gesteinsdünnschliffe mit modal, faziell und serial variablen An-Werten.

	Bedretto- Serie	Fusio- Mogno- Serie	Teggiolo- Serie	Someo- Serie	Wurzel- zone	Zahl der Gesteins- proben
Tafel 2	B	F - H	E	L	N - Q	
Homogene + invers zonare	+	+	+		+	19
Homogene + normal zonare	+		+		+	18
Homogene + fleckig-bis streifenartige	+	+	+	+	+	29
Homogene + invers zonare + normal zonare			+		+	5
Homogene + invers zonare + flecken-oder streifenartige	+		+		+	10
Homogene + normal zonare + flecken-oder streifenartige	+	+			+	23
Homogene + invers zonare + flecken-oder streifenartige + komplexe	+	+	+	+	+	21
Invers zonare + fleckenartige		+	+			2
Normal zonare + fleckenartige			+			2

Tab. 7 An-Werte und Bau auf dem U-Tisch gemessener Individuen I und II von Plagioklaszwillingen der Wurzelzone und von Someo und Avegno im Valle Maggia.
Wurz 160 = Kalksilikat-Gneis, übrige = Kalksilikat-Marmore.

No. des Gesteins (römische Zahl = Nummer des Kornes)	Fundort (Koordinaten)	Individuum I	Individuum II
Wurz 119 b, VIII. (vgl. Fig. 3)	Monti di Ditto (712.05/116.15)	Drei Streifen zu 17, 70 und 82 An plus ein "Fleck" zu 40 An	Drei Streifen zu 49, 52 und 64 An
Wurz 197, IV.	N Gudo (716.83/116.20)	Homogen 30 An	Normal zonar von 28 - 35 An
Wurz 118c, VIII.	Val Sementina (718.9/116.9)	Homogen 33 An	Homogen 42 An
Wurz 118c _o , V.	dieselbst	1 "Fleck" von 41 An neben anderen, lichtoptisch nicht bestimm- baren "Flecken"	Streifen übergend von 22 - 41 An
Sp 261, IV.	N Someo (693.85/127.50)	Fleckenartig von 40 - 51 An	Fleckenartig von 25 - 39 An
Wurz 160	Avegno (703.35/117.00)	Normal zonar von 58 - 69 An	Fleckenartig von 60 - 79 An

statistischen Gründen auf alle in einem Korn lichtoptisch ermittelten An-Werte (Zahl N). Dank des Integralcharakters der Ordinate wird jede Normalverteilung der Werte (Gauss'sche Wahrscheinlichkeitskurve) zu einer Geraden. Je mehr Werte der prozentualen Häufigkeit zur Verfügung stehen, um so steiler wird die Gerade. Wenige Werte enger An-Bereiche führen zur Bildung flacher Geraden. Jede Gerade spricht für in ihrem Bereich unter ähnlichen Bedingungen entstandene Plagioklase, sie bilden eine Plagioklasgruppe. Zwei bis mehrere, meist verschieden steile Geraden pro Bereich von An_0 bis An_{100} bilden verschiedene Gruppen ab. Die Unterbrüche von einer Geraden zur anderen zeigen Diskontinuitäten der Plagioklasbildung an. Die Häufigkeit der pro Gerade angegebenen möglichen Fälle gibt Auskunft über die prozentuale Verteilung der An-Gehalte pro Gruppe wie auch der Gesteinsserie bzw. des Einzelvorkommens von Gestein. Mit Hilfe der Geraden und ihrer Unterbrüche lassen sich reelle relative prozentuale Häufigkeiten der Histogramme erkennen. Bei gleicher Häufungstendenz der Histogramme und der dazugehörenden kumulativen

Tab. 8 (Fortsetzung)

Gesteins- No.	T	Fund- ort	An - Gehalt von Plagioklas						Paragenesen							Be- mer- kun- gen						
			0	5	10	17	25	30	An > 30	Cc	Zo	Klz	Q	Kf	Ms		Bi	Sk	Dio	Ho	Pi	Uebrige
Gü 502	A	684.20 146.50					x x xxx	44	+			+	+	+	+						RMS	
Mto 601 +603	S	687.70 148.35	x					x76	+	+	+	+	+	+	+					D, Gr		
Mto 622	S	686.80 148.30					x		+	+	+									Gr		
Mto 475	S	687.90 148.25					x		+	+	+									Gr		
Mto 687	S	687.43 148.69		x					+										+			
Mto 636 +637	S	688.75 148.58		xx				x	+	+	+	+								Gr, St		
Mto 640	S	689.68 149.00					x		+	+		+	+	+	+					D		
Mto 659 +660	S	688.96 148.70	x						+	+	+	+	+	+	+					D, Gr, St		
Mto 695	S	688.33 149.80					x		+	+	+	+	+	+	+							
Mto 702	S	688.70 150.56					x	38 ← 57	+	+	+									+		
Mto 670	S	689.63 149.07		o				o x x36, 39	+	+	+	+	+	+	+					+ Gr		
Mto 715	S	690.55 149.25					xx	x31, 32, 45, 70	+	+										Gr		
Mto 720	S	690.65 149.15		o				o o x33, 37 o36 58ooo74 38---52 65ooo76 76---95 76←45 47→65	+	+	+	+								Gr		
Bdr 117	S	691.18 152.25					x					+		+	+					D, Gr		
Bdr 134	S	692.18 151.78					x					+		+	+							
2. Fusio-Mogno - Serie (Tafel 2, F-H)																						
Mto 740	S	694.45 145.05		x					+			+		+	+							
Hr 20	S	693.97 144.52					x		+	+	+	+		+	+					+ Pl-Por		
Mto 122 a-f	M	693.90 144.40					o o xx	x 50 Mess.: 18-95	+	+	+	+	+	+	+				Tr	+	RMS	
Mto 123 b1	G	idem	o				x		+	+	+	+	+	+	+					+ Gr, St	RMS vgl. Tab. 2 und 3	
Bn 104 G 694.11 144.25 →56 →58 254 Mess.: 0-72																						
Mto 745	M	694.30 143.62					x	→35	+	+	+	+	+	+	+							
Bn 140	M	694.50 142.60					oooooooooooo	53	+	+	+											
3. Serie von Somo (Tafel 2, L, Tab.2)																						
Sp 260	M	693.85 127.50					oooooooooooo	47 und 46 Mess. von 20-58	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		RMS	
Sp 261	G	idem					o ←	36 oooooooooooo 46 Mess. von 23-85	+	+	+	+	+							+	RMS vgl. Fig. 3	
Sp 262	G	idem						→56 →61 und 58 Mess. von 24-64 x 98-99	+			+	+							+	RMS	
Cat 25	M	693.90 127.40					x		+			+	+	+						Ph	RMS	
4. Wurzelzone (Tafel 2, N - Q)																						
Verg 5	M	690.50 116.40						→35 und Flecken von 30-38	+	+	+	+								+	+	+
Vz 624	F	705.60 116.40		o xx	x			28 Mess.: 11-95	+	+	+									+	+	+
Wurz 232	G	708.90 117.03					x	x	+	+	+	+	+							Tr	Gr, Klz, Ph	
Wurz 237	M	idem					x	und 7 Mess. bis 81 und 5 Mess. bis 95	+	+	+	+	+	+						Tr	Klc	

Tab. 8 (Fortsetzung)

Gesteins- No.	T	Fund- ort	An - Gehalt von Plagioklas						Paragenesen								Be- mer- kun- gen					
			0	5	10	17	25	30	An > 30	Ce	Zo	Klz	Q	Kf	Ms	Bi		Sk	Dio	Ho	Pi	Uebrige
Wurz 230	G	708.72 116.39						← xxx 35 weitere 9 Mess bis 44	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 226 a-f ₁	M	708.88 115.92			x	o		← ooooooo64 xx x x 46 35 weitere 36 Mess bis 95	+			+	+	+		+	+	+		Klc=Mantel um Ho, Ph Albitkern scharf begrenzt	RMS vgl. Tab.4	
Wurz 119 b	M	712.10 116.10				o		----- 82 oooooo52	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 207	G	712.08 116.15				x			+			+	+	+		+	+	+	Tr			
Wurz 212	M	712.64 116.10				x	o		+			+	+	+		+	+	+	Ph			
Wurz 218	M	712.67 116.15		x					+		+	+	+	+		+	+	+	Tr			
Wurz 120	M	712.70 116.15		x	x			weitere 8 Messungen bis 95	+		+	+	+	+		+	+	+	Tr	Klc, Ph		
Wurz 204	G	712.78 115.60		x				weitere 11 Messungen bis 80	+		+	+	+	+		+	+	+	Ph			
Wurz 196	M	716.83 116.20						x xxxx x37 36 weitere 11 Messungen bis 37	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 197	M	idem						xxxxxxx35 33	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 198 a	M	716.93 116.15						oooooo44 x x	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 184	M	716.05 116.10		x				und 33 Mess. bis 53	+			+	+	+		+	+	+				
Wurz 245	M	718.82 116.65					x x x	und 6 Mess. bis 87	+	+	+	+	+	+		+	+	+	Tr Ak	Klc		
Wurz 118 b+c	M	718.90 116.90					x xx	← 35 → → 32 → 38 → 45 oooooo52 oo oooooo52 ----- 35 ----- 38 ----- 41 und 38 Mess. bis 53	+			+	+	+		+	+	+			RMS	

- x Lichtoptisch homogen
- o Nur ein «Fleck» lichtoptisch bestimmbar
- Invers zonar (Pfeilspitze = Kern des Kornes)
- ← Normal zonar (Pfeilspitze = Kern des Kornes)
- oooooo Fleckenplagioklas
- Streifenplagioklas
- Komplexer Pl. = Streifen- bis
Fleckenplagioklas, zum Teil mit invers oder
normal zonaren Partien

Neben den in Tab. 8 ausgeführten Proben gibt es viele weitere derselben Gesteinsserien, die nach U-Tisch-Messungen nur Plagioklas von An₃₀ enthalten.

Tab. 9 Beispiele maximaler und minimaler An-Schwankungen einzelner Plagioklaskörner samt anstossender Nachbarminerale (Abkürzungen siehe Tab. 4).

No.	Fundort und Gesteinsserie	Ge-stein	Korn-Nr.	Maximale An-Variation	Lichtoptische Ausbildung	Nachbarminerale, reaktionsfrei
Mto 720	NW Lago Sambuco (690.65/149.15) Bedretto-Serie (vgl. Tab. 8)	S	IX.	45-76	normal zonar	Bi, Cc, E, Pl, Q
Bn 102	Fusio (694.11/ 144.23) Fusio- Mogno-Serie	M	VI. VII.	48-81 60-(90-100)	fleckenartig normal zonar	Bi, Cc nicht bestimmt
BG 15	E Zotto (682.05/ 142.99), Teggiolo-Serie	G	I.	48-(90-100)	fleckenartig	Bi, Cc, E, Pl
Bur la	Robiei (683.15/144.00) Teggiolo-Serie	S	I.	35-81	invers zonar	Bi, Cc, Ms, P, Pl, Q
Mto 136	Val Antabbia (680.82/138.40) Teggiolo-Serie	S	I.	40-84	invers zonar	Bi, Ms, P, Pl, Zo
Mto 418	Val Divedro (665.70/112.025) Teggiolo-Serie	S	II.	56-(90-100)	streifen-bis fleckenartig	Bi, Ms, Pl
Wurz 245	Val Sementina (718.22/116.65) Wurzelzone (vgl. Tab. 8)	M	IX.	39-87	normal zonar	Cc, Ho, Kf, Pl, Q
Gü 285	Campo la Torba (688.07/148.90) Bedretto-Serie	G	I	Minimale Variation: 25-35	invers zonar	Bi, Ms
Gü 532 III.	A. Saròdano (686.80/141.95) Teggiolo-Serie	G	III.	20-27	invers zonar	Bi, Cc, Klz, Ms, Pl, Q
Wurz 197	Val del Cugnolo (716.83/116.20) Wurzelzone	M	III. IV. XIX.	25-35 28-35 28-34	invers zonar normal zonar fleckenartig	Bi, Cc, Ms, Klz, Kf, Pl, Q

Tab. 10 An-Variation der Kerne und Randzonen invers zonarer Plagioklase von fünf Gesteinsserien.

	An-Variation (U-Tisch+RMS)		Anzahl gemessener Körner
	Kern	Randzone	
Bedretto-Serie	0 - 47	12 - (90-100)	12
Fusio-Mogno-Serie	0 - 56	28 - (90-100)	23
Teggiolo-Serie	0 - 67	25 - (90-100)	34
Someo-Serie	24 - 45	35 - 62	11
Wurzelzone	0 - 70	29 - (90-100)	15

Tab. 11 An-Variation der Kern- und Randzonen normal zonarer Plagioklase von fünf Gesteinsserien.

	An-Variation (U-Tisch+RMS)		Anzahl gemessener Körner
	Kern	Randzone	
Bedretto-Serie*)	2.3 - (90-100)	0.5 - 73	15
Fusio-Mogno-Serie	56 - (90-100)	17 - 68	4
Teggiolo-Serie	20 - (90-100)	15 - 90	15
Someo-Serie	36 - 62	24 - 39	5
Wurzelzone	22 - (90-100)	20 - 68	39

* Die niedersten Werte wurden in einem Korn mittels RMS gemessen: Kern = 2.3 An, Rand = 0.5 An.

Tab. 12 An-Variation der Flecken- und Streifenplagioklase von fünf Gesteinsserien.

	An-Variation (U-Tisch+RMS)		Anzahl
	Saure "Flecken" oder "Streifen"	Basische "Flecken" oder "Streifen"	
Bedretto-Serie	0 - 79	5 - (90-100)	39
Fusio-Mogno-Serie	5 - 80	21 - (90-100)	32
Teggiolo-Serie	16 - 84	25 - (90-100)	45
Someo-Serie	20 - 73	38 - (90-100)	20
Wurzelzone	17 - 86	30 - (90-100)	54

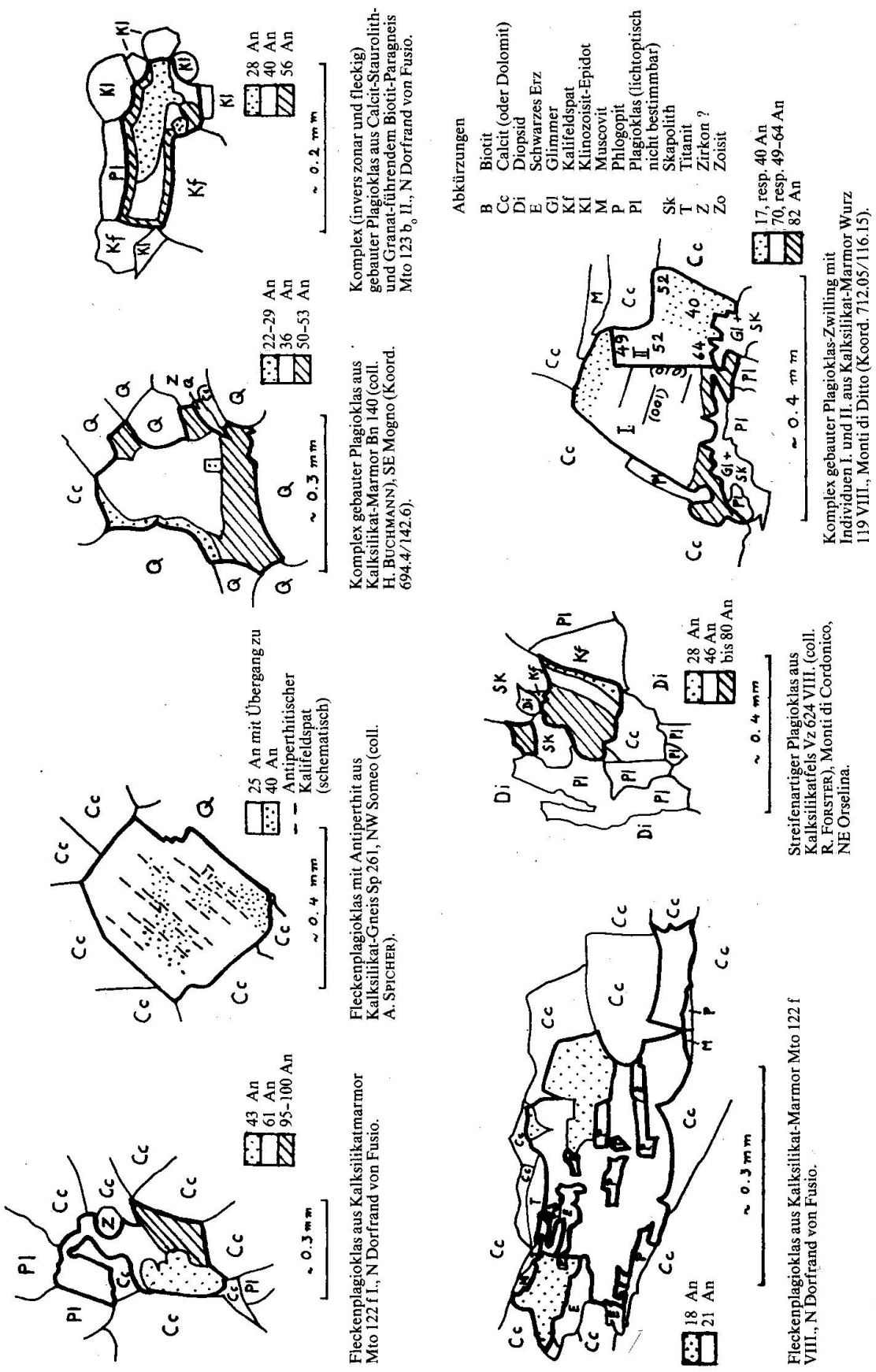


Fig. 3 Skizzen lichtoptischer Schnitte flecken-, streifenartig und komplex gebauter Plagioklase samt anstossenden Gemengteilen.

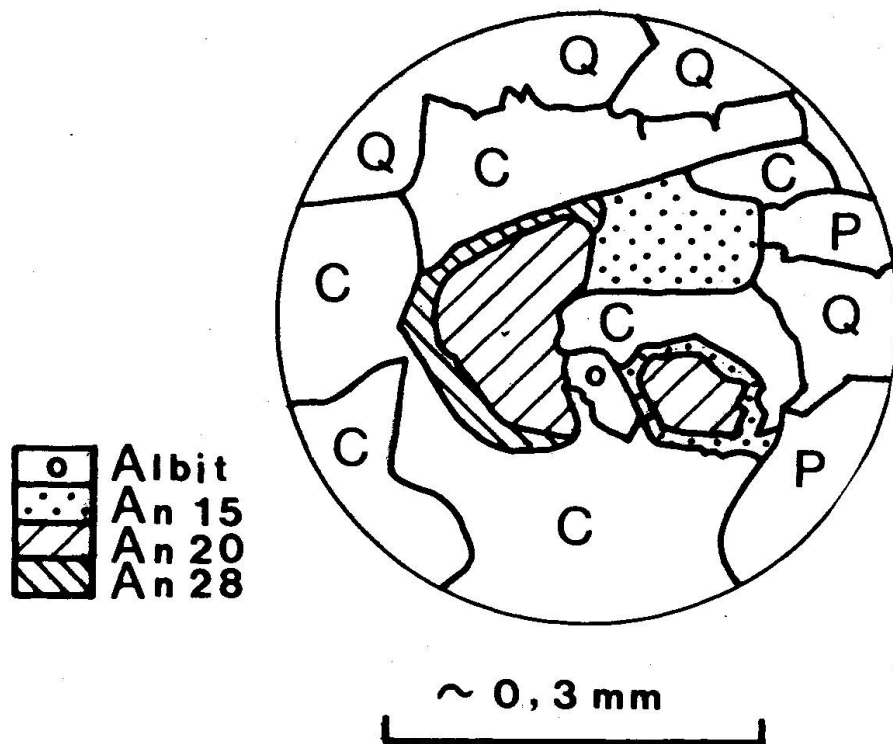


Fig. 4 Skizze eines auf dem U-Tisch gemessenen Plagioklaskornes aus einem Phlogopit- und Hellglimmer-führenden Kalkmarmor (Mto 545) der Teggiolo-Serie W Pizzo Castello (Koord. 686.16/141.34) (coll. W. BOLLIGER und P. BURRI). Gemeinsame Auslöschungsoptik und Zwillingslamellen nach (010) und (001) des ganzen Kornes. C = Karbonat, P = Plagioklas (lichtoptisch nicht bestimmbar), Q = Quarz.

Darstellung lässt sich auf erhöhte Bildungsmöglichkeit der betreffenden Plagioklasgruppe schliessen.

Die Diskontinuitäten mögen Plagioklasgruppen verschiedener relativer Stabilität trennen, wie dies HUANAHASHI et al. (1968) und WENK et al. (1977) angenommen haben. Gäbe es keine strukturellen Unterschiede bei den Tief-Plagioklasen, so sollten die Histogramme bei ungestörter Rekristallisation Gausschen Verteilungskurven ähneln. Nach dem Summenhistogramm aller An-Werte (Fig. 5) erscheinen bei analoger Zusammensetzung der Gesteine die Zusammensetzungen, die den intermediären Tief-Plagioklas-Strukturen ($An_5 - An_{92,5 \pm 2}$) entsprechen, als die relativ häufigsten, die Endglieder Albit und Anorthit als die relativ seltenen (vgl. Kap. 7).

Die Einzelhistogramme (Tafel 2) variieren grösstenteils. Einige zeigen im wesentlichen eine Gauss'sche Verteilung aller gemessenen Anorthitgehalte mit einem Maximum im Andesin-Gebiet (Tafel 2, I, L, P), andere weisen eine bimodale Verteilung der Anorthitgehalte auf (Tafel 2, D, N), das Histogramm der Verzasca-Serie (Tafel 2, M) sogar eine trimodale Verteilung (ähnlich GROVE et

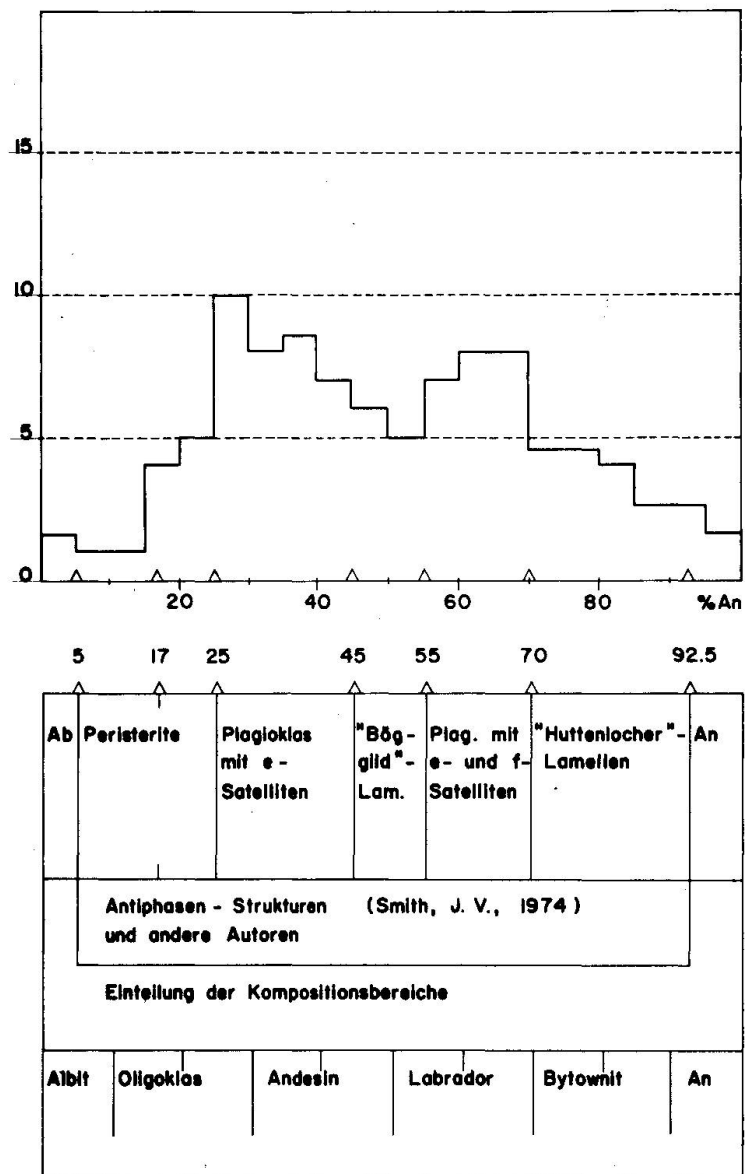
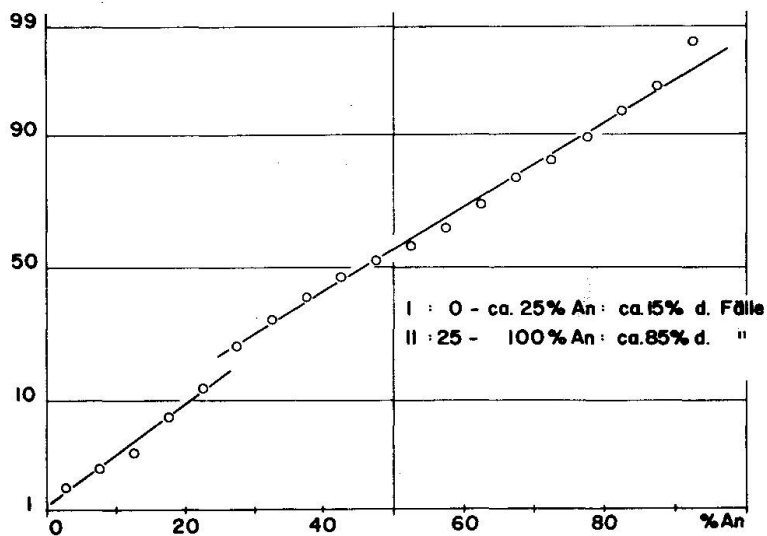


Fig. 5 Histogramm der relativen prozentualen Häufigkeit und Kurve der kumulativen Häufigkeitsverteilung im Gauss'schen Wahrscheinlichkeitsnetz aller auf dem U-Tisch gemessenen An-Werte von Gesteinsplagioklas des karbonatführenden Mesozoikums (Amphibolitfazies) der Tosa-Tessin-Region (Tafel 2 A pro parte, 2 B-F, 2 I-Q). Die Einteilung der Plagioklas nach Zusammensetzungsbereichen ist im Bereich der gestrichelten Linien (An 45, 55 und 70) noch nicht genau bekannt (vgl. zit. Autoren).



al. 1983, Fig. 1). Lokale Verschiedenheiten sind typisch für die vorliegenden Gesteine der Amphibolitfazies. Jede Häufigkeitsverteilung besitzt also nur lokal beschränkte Gültigkeit. Die von WENK (1975, 1977, 1979, 1984) beschriebenen lamellaren Verwachsungen von Plagioklas tragen statistisch wesentlich bei zur Bildung der Häufigkeitsdiskontinuitäten lichtoptisch bestimmter Plagioklase dieser Serie (Tafel 2, M). Ausserhalb dieser von E. und H. R. WENK untersuchten Serie treten lamellare Verwachsungen von Plagioklas unregelmässig verbreitet auf, soweit untersucht und erkennbar (vgl. WENK et al. 1975, 1984, Fig. 3; ferner Abschnitt 4.1. und Tafel 2).

4.4. ÜBER ZWILLINGS- UND SPALTFLÄCHEN (vgl. Kap. 3.2. und Tab. 11)

Folgende stets xenoblastische Korntypen führen spärlich Zwillings- und Spaltflächen:

- a) Überall vorkommende kleine Körner der Matrix mit meist einfacher Art der Verzwillingung (Gruppe A nach SUWA und TOBI, cf. BURRI et al. 1967, 109 f.).
- b) Grosse, klare einschlussfreie Körner der Wurzelzone und der Serie von So-meo; sie bilden nur selten Zwillingsstöcke (Tab. 7).
- c) Grosse Körner der letzten Plagioklasgeneration vornehmlich der Bedretto-, Fusio-Mogno- und der Teggiolo-Serie, reich an Einschlüssen aller anderen Gemengteile; sie sind – selten – lamellar polysynthetisch verzwillingt (HASLER 1949; BUCHMANN 1953; Tafel 1).

Die vorliegenden Zwillinge a (bis c) häufen sich weder in basischem Plagioklas (MUEGGE u.a., cf. BURRI et al. 1967, 113), noch zeigt ihre Lage eine Beziehung zum *s* der Gesteine. Druckzwillinge mit ihren gebogenen Lamellen sehen anders aus (VANCE cf. SMITH 1974 II., 348). Mechanische Zwillingsbildung (BORG cf. SMITH op. cit., 354) erfordert weit höhere Temperaturen, als sie in unserem Gebiet alpin erreicht wurden. Für relativ niedere Temperaturen spricht auch der verbreitete Typ a).

Die Häufigkeitsverteilung der Zwillings- und Spaltflächen nach (010), (001) u. a. (vgl. Tab. 13) aller von uns untersuchten Plagioklase bezogen auf die acht Zusammensetzungsbereiche von Plagioklas ist etwa dieselbe wie die der An-Werte (Fig. 5), d.h. wesentlich verschieden von den Beobachtungen TURNERS (cf. SMITH, op. cit., 375). Die relativen Häufigkeiten der Zwillings- und Spaltflächen nach (021) und (0 $\bar{2}$ 1) dagegen zeigen beide nur ein Maximum (60 rel. %-bezogen auf alle Baveno-Richtungen) im Bereich von An₂₅₋₄₅.

Die restlichen 40 rel.% von Zwillings- und Spaltflächen nach (021) und (0 $\bar{2}$ 1) entfallen auf die Bereiche An₀₋₂₅ und An₄₆₋₇₀. Spaltflächen nach (021) und (0 $\bar{2}$ 1) sind neu. Das Baveno-Gesetz kommt in allen Gesteinstypen vor. Nach J. V. SMITH (op. cit., 343) benötigt die Baveno-Verwachsungsfläche mehr Ener-

gie zu ihrer Bildung als die Verwachsungsebenen nach (010) und (001). Verwachsungen nach dem Baveno-Gesetz hängen offenbar nicht nur von der Temperatur der Metamorphose ab, wie früher angenommen, sondern vor allem von der Kristallstruktur des Wirkkristalls, deutlicher als die beobachteten Flächen nach (010) und (001) (Strukturuntersuchungen an Kristallen mit Baveno-Richtungen sind vonnöten). Wir halten die Zwillingsflächen nach (010), (001), (021) und (0 $\bar{2}$ 1) zur Hauptsache für blastische Wachstumswillinge («reconstructive twins» nach BÜRGER 1945, 469–482) in festem Medium mit unbekanntem Stress-einfluss. Dafür sprechen folgende Gründe:

- die sedimentogene Herkunft der nie aufgeschmolzenen Gesteine,
- die zitierte Häufigkeitsverteilung analog der An-Werte,
- die relative Häufigkeit der Flächen untereinander und die Übereinstimmung ihrer relativen Häufigkeit im N und S der Region: je 41% Zwillings- und Spaltflächen nach (010) und (001), je 7% nach (021) und (0 $\bar{2}$ 1), übrige nach (100), (110), (1 $\bar{1}$ 0) und (201) insgesamt 4%,
- das ungestörte Kornwachstum während und nach der Deformation der Flächen vom Kern bis zum Rand lichtoptisch homogener wie inhomogener Körner, d.h. durch die Zonen, Flecken und Streifen aller An-Partien hindurch, auch in den äusserst seltenen, nachträglich gebogenen Lamellen,
- die Korntypen b) und c) sprechen für individuell variables und strukturell unregelmässiges Anwachsen («accretion growth»), z. T. in mehreren Generationen, je nach den lokalen Bildungsbedingungen (vgl. Kap. 7.2.).

Allgemein entstehen Wachstumswillinge bei Übersättigung und gleichzeitigem Wachstum zweier Keime, die kristallographisch und strukturell epitaktisch, d.h. so orientiert sind, dass sie bei Berührung ihrer Oberflächennetzebenen sich gegenseitig absättigen und eine Verwachsungsfläche bilden (BÜRGER 1945). Dies konnte im Subsolidusbereich unserer lokal sehr variablen Plagioklasbildung nur relativ selten vorkommen, da hier verschiedene Ionen im Fluid lokal verschieden gewandert sein müssen (vgl. Kap. 6 und 7).

5. Lichtoptische Beobachtungen an Plagioklas

5.1. ALLGEMEINES

Lichtoptisch homogene und inhomogene Plagioklase umfassen alle An-Werte. Dies gilt vom Kornbereich bis zur Gesteinsserie in der ganzen Region (Tafel 1, 2; Fig. 3, 4; Tab. 3, 5, 8, 10–12). Nach J. V. SMITH (1974 I., 6f., 174, 366; 1984) und RIBBE (1975; 1984) sind alle natürlichen Plagioklase, insbesondere die Tief-Plagioklase von An₀₋₂ bis An_{92,5-100}, metastabil und strukturell inhomogen vom Bereich der Einheitszelle bis zu makroskopischer Grösse. Volle Al, Si-Ordnung bei Tief-Plagioklas ist nur für reinen Albit und reinen Anorthit

erwiesen. Die Plagioklase mit intermediären Strukturen (Fig. 5) sind strukturell sehr komplex (Antiphasenstrukturen).

5.2. ZUR ENTSTEHUNG LICHTOPTISCH-MORPHOLOGISCHER PLAGIOKLASTYPEN

Die Häufigkeitsverteilung von *lichtoptisch homogenem* Plagioklas ähnelt der aller Plagioklase (Fig. 5), weil dieser Plagioklastyp in allen An-Bereichen – überwiegend im Bereich $An < 45$ – entstand (Tab. 5). Er wurde nicht homogenisiert, denn nach Messungen mittels RMS variiert in der Regel der An-Gehalt signifikant innerhalb eines Kornes; ferner kommen stets Körner verschiedener Basizität im selben Gestein vor.

Lichtoptisch inhomogener Plagioklas beweist nach Ausbildung und grosser Verbreitung, dass sich bei der Metamorphose in der gesamten Tosa-Tessin-Region nirgends eine einheitliche Zusammensetzung innerhalb eines einzigen der acht An-Bereiche eingestellt hat. Die lichtoptisch inhomogenen Plagioklastypen der Region sind als Produkte metamorphen Anbaus («accretion growth» ± Zusammenwachsen verschiedener Keime bzw. «nuclei») zu deuten (vgl. Fig. 3, 4). Die optische und morphologische Orientierung bleibt dieselbe über das ganze Korn hinweg, gleichgültig, ob das Wachstum epitaktisch (SMITH 1974, Kap. 17.1.), kontinuierlich oder diskontinuierlich erfolgt ist (Fig. 3, 4; Tab. 7). Wenn im folgenden von «inhomogenem» Plagioklas gesprochen wird, so gilt dies für beide Arten des Wachstums. Kontinuierlich inhomogener Plagioklas findet sich fast nur in invers und normal zonaren Typen; im Fleckenplagioklas lässt sich eine Bildungsfolge der einzelnen An-Bereiche nur dann erkennen, wenn die «Flecken» in invers- oder normalzonare Bereiche übergehen.

Im diskontinuierlich inhomogenen Plagioklas (Fig. 3, 4) erwecken scharf begrenzte «Flecken» und «Kerne» den Eindruck von Plagioklaseinschlüssen in Plagioklas anderer chemischer Zusammensetzung. Die «Flecken» sind nicht zu verwechseln mit submikroskopischen Domänen der Kristalle. Vorherrschend kontinuierlicher und diskontinuierlicher Anbau kommen im ganzen An-Bereich vor. Dies ist vereinbar mit dem Modell von CHAO und TAYLOR 1940 (vgl. auch GOLDSMITH 1952, 1982 (Fig. 13), SMITH 1974), wonach Tief-Albit und Anorthit im Bereich von An_2 bis An_{100} in feinstem Massstab kohärent verwachsen sein können (vgl. H. R. WENK 1979), doch bewiesen ist dies damit nicht.

Nach den lichtoptischen Eigenschaften könnte jeder An-Bereich an jeden prinzipiell angewachsen sein (vgl. Fig. 3, 4). Besonders günstig dafür wäre der Bereich von An_{45} bis An_{90-100} (Tafel 2). Je basischer der Plagioklas, um so häufiger ist er polystrukturell, vor allem als Fleckenplagioklas, gewachsen, um so mehr An-Bereiche umfasst also der Anbau. Demnach lässt sich komplexer Anbaumechanismus im Einzelkorn annehmen. Ferner ergibt sich, dass die unterschiedlichen acht Bereiche der Tiefplagioklase nur für eine vorläufige Betrachtung

tung geeignet sind (vgl. Fig. 3 mit zum Teil scharfen Anwachsgrenzen innerhalb eines unserer acht An-Bereiche).

5.3. VERGLEICH DER PLAGIOKLASE VON BEDRETTO-SERIE UND WURZELZONE

Der Vergleich der Plagioklase dieser Gesteinsserien der Region (je 400–500 auf dem U-Tisch bestimmte Körner plus Kontrollmessungen mittels RMS, vgl. Tafel 2, B und N) lässt keine petrogenetisch wesentliche Unterschiede erkennen (Tab. 8, 13; Tafel 1, 2).

Als Indizien für innerhalb der Amphibolitfazies graduell schwach höhere oder/und länger dauernde Metamorphosebedingungen der Wurzelzone während der Feldspatbildung (letzte Rekristallisationsphasen) können vielleicht gelten: In der Wurzelzone herrscht meist grösseres Korn vor, fehlt Pigment, sind die Feldspäte meist klarer ausgebildet, treten lamellare Verwachsung und Zwillingsbildung von Plagioklas wie auch Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas häufiger auf.

Im Norden der Region zieht vom Tessinfluss bis W P. Basodino ein 0–6 km breites Band von An-Werten <71 hin (vgl. Tafel 1, Tab. 8, Abschnitt 7.1., PREISWERK 1918, S. 48, HASLER 1949, S. 72, WENK et al. 1984, Fig. 3). Westlich P. Basodino liessen sich pro km² und Gesteinsprobe nur wenige An-Werte von Plagioklas messen, ausgenommen in der Nufenen-Zone, wo HANSEN (1972, S. 145–148) eine «Plagioklas-Insel von An (52)–65–(76)» feststellte; er führte sie nach ORVILLE (mündl. Diskussion) auf lokales Ungleichgewicht dank CO₂-reichem Fluid zurück. Eine Zone von An <40 (GOLDSMITH 1982) gibt es nicht in Tafel 1.

Zur Auslöschungsdispersion: Sie variiert für die drei optischen Hauptrichtungen von 0–8° und ist unabhängig von Zwillingsbildung und Gesteinstyp. Mit Ausnahme der Anorthite tritt sie in der Bedretto-Serie häufiger auf als in der Wurzelzone, und in beiden Gesteinskomplexen zeigen Albit und Anorthit viel häufiger diese Dispersion als die übrigen Plagioklastypen. Diese Dispersion scheint somit u. a. abhängig zu sein von den Feldspatstrukturen (eine Sonderuntersuchung ist vonnöten, sobald diese Strukturen besser bekannt sind).

6. Zur Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas

Plagioklas und Kalifeldspat koexistieren oft in den mesozoischen Karbonatgesteinen (meist in Glimmerzügen) der Tosa-Tessin-Region (BUCHMANN 1953, BURCKHARDT 1942, GÜNTHERT 1954, HANSEN 1972, JOOS 1969, KNUP 1958, KOBE 1956, TROMMSDORFF 1966b, E. WENK 1979; vgl. ferner Tafel 1). Wir beschränken uns auf die Besprechung der Plagioklas-Antiperthite:

Tab. 13 Vergleich der Plagioklase der Bedretto-Serie und der Wurzelzone.

	Bedretto-Serie	Wurzelzone
Größen: <u>Grundgewebe</u> : Einschlüsse Scherrisse <u>Grobe Blasen</u> : Häufigkeit Einschlüsse Scherrisse	meist kleinkörnig alle übrigen Gemeng- teile (Serizit und Pigment verbreitet) relativ häufig sporadisch wie oben selten bis fehlend	meist mittelkörnig alle übrigen Gemeng- teile (Pigment fehlt) spärlich sporadisch oder lagenweise spärlich
Allgemeine optische Ausbildung	trüb bis klar	häufig klar
Auslöschungsdispersion von $n_{\alpha}, n_{\beta}, n_{\gamma}$ bis $\pm 8^{\circ}$	relativ häufig	weniger häufig
Allgemeine Häufigkeit von Zwillings- und Spaltflächen	oft fehlend oder nur eine Bezugs- fläche sichtbar; in Porphyroblasten meist zwei Bezugsflächen	wesentlich häufiger
Relative Häufigkeit der Zwillings- und Spaltflächen nach (010), (001), (100), (110), (1 $\bar{1}$ 0), ($\bar{2}$ 01)	dieselbe	
Mittlere relative Häufigkeit der Zwillings- und Spalt- flächen nach (021) und (0 $\bar{2}$ 1) bezogen auf alle Baveno- Richtungen	44%	56%
Lamellare Verwachsungen nach E. WENK (siehe Tafel 1)	-	+
Summenhistogramme der An-Werte (Tafel 2, B, N)	B mehrheitlich saure bis intermediäre An-Gehalte, Ausnahmen: C, D	N mehrheitlich intermediäre bis basische An-Gehalte, Ausnahmen: O - Q

Tab. 13 Fortsetzung

	Bedretto-Serie	Wurzelzone
Verbreitung lichtoptisch-morphologischer Plagioklas-Typen (Tab.5)	sehr ähnlich	
Koexistenzen lichtoptischer Plagioklastypen (Tab.6)	sehr ähnlich	
Relative prozentuale Häufigkeit lichtoptischer homogener Körner (Tafel 2, B, N)	Albit und Peristerite im Gebiet von B häufiger wegen des Auftretens von Meta-Arkosen	Meta-Arkosen fehlen
An-Variationen der Kern- und Randpartien, Flecken und Streifen lichtoptischer inhomogener Körner (Tab.4, 10-12; Tafel 1)	keine signifikanten Unterschiede	
Beziehungen zu anstossenden Nachbarmineralien (mit gemeinsamen Korngrenzen)	Korrosion aller Nachbarmineralien ohne lichtoptisch und mittels RMS erkennbare Reaktionsprodukte ausgenommen Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas von An_{0-100} und Reaktionen Plagioklas : Skapolith	
Häufigkeitsverhältnis der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas unter Antiperthitbildung	1	10
Allgemeines Einfallen der Gesteinsschichten	steil	

Kalifeldspat tritt lamellen-, flecken- und (selten) tropfenartig in Plagioklas jeglicher Basizität auf, auch in Anorthit. Die Häufigkeit des Auftretens entspricht der Häufigkeitsverteilung von An-Gehalten von Plagioklas (Fig. 5). Die Lamellen und Spindeln von Kalifeldspat sind teilweise // (010) und // (001). Der meiste Antiperthit ist wohl entstanden durch Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas von An_{5-100} , wie von WIELAND (1966, 217-221, Fig. 3), HASLER (1949, Fig. 9 und 10) und GÜNTHERT (1954; 1976, Fig. 8a) aus Gneisen der Decken der Region beschrieben (vgl. auch DRESCHER-KADEN 1969, Abb. 324-327). Wahrscheinlich sind im Korngrenzenfluid chemische Kompo-

nenten lokal umverteilt worden. Die direkte Umwandlung von Kalifeldspat in Plagioklas ist erschwert, weil sie Gitterabbau und -neubau erfordert: Die kleineren Na- und Ca-Ionen ersetzen die grösseren K-Ionen und das Al/Si-Verhältnis muss geändert werden. Da Volumendiffusion in festem Zustand besonders viel Energie und Zeit erfordert (GOLDSMITH 1952, ORVILLE 1962), ist die Verdrängung bei vorliegendem Grad der Metamorphose oft unvollständig in Korn und Gestein; die Plagioklasierung beschränkt sich auf einzelne - nicht alle - Kalifeldspatkörner. Wir finden sie im ganzen Gebiet der Tosa-Tessin-Region nur gelegentlich, aber stets in gleicher Ausbildung (vgl. Kap. 5.3.). Die Zusammensetzung der Kalifeldspäte (Teggiolo-Serie im Val Peccia), die frei von Umwandlungen sind, schwankt nach RMS-Bestimmungen wie folgt: 94,5-95,7 Or, 3,5-6,5 Ab und 0-0,5 An (ähnlich BERNOTAT et al. 1982, Fig. 2).

7. Diskussion der Plagioklasbildung

7.1. ÜBER EINIGE ZUSAMMENSETZUNGSBEREICHE

Auf dem Weg von der Grünschieferfazies zur Amphibolitfazies waren verschiedene Reaktionen möglich, die zur Bildung von Plagioklas führten. *Albit* blieb von Nord bis Süd zum Teil reliktsch erhalten (Tafel 1, 2; Tab. 4, 8), falls nicht teilweise neu gebildet. Albit kommt mit oder ohne Kalifeldspat vor. Nur in Meta-Arkosen der Bedretto-Serie tritt Albit gehäuft auf; er ist sedimentogen bedingt. Im Marmor von Gordemo (Tafel 2, P und Tab. 4, Nr. Wurz 226b) findet sich ein scharf begrenzter Albitkern umwachsen von Plagioklas von An₃₅ (ohne Kontakt mit Kalifeldspat). Ähnliche Einzelvorkommen finden sich im W, N und NE der Region am Übergang zur Grünschieferfazies (WENK et al. 1984, Fig. 3). Nach ORVILLE (mündl. Mitt. 1970) können solche Albitkörner bei Abwesenheit anderer früher entstandener Na-haltiger Gemengteile darauf hinweisen, dass zu wenig H₂O in der Umgebung zirkulierte, um Albit auszulaugen. Beim Abbau von Albit entsprechend $2 \text{ Ab} + \text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{An} + 4 \text{ SiO}_2 + 2 \text{ Na}^+$ werden - bei Al-Überschuss - Na und SiO₂ frei zur Bildung von Plagioklas.

Tief-Oligoklase (Tafel 2, Fig. 4, 5, Tab. 8, Abschnitt 4.3.) sind als klare Körner mit mässiger bis schlechter Spaltbarkeit und spärlichen Zwillingslamellen ausgebildet. Ihr An-Gehalt variiert unregelmässig pro Gestein und Serie. Die übrigen Hauptgemengteile scheinen keinen Einfluss auf Menge, Morphologie und An-Gehalt auszuüben. Die Oligoklase unseres Gebietes können als Tief-Plagioklas (vgl. S. 8) metastabil gewachsen sein (ORVILLE 1974) und später bei der Abkühlung eine Modulation der Struktur erhalten haben, die zu einer kohärenten Entmischung führt.

Solche Entmischungsstrukturen sind von KOREKAWA et al. (1970) mit einer Periodizität von ca. 130-140 Å beschrieben worden. Im Sammelhistogramm

fehlt eine Peristeritlücke, weil die Metamorphosebedingungen regional – nicht lokal – über der der Peristerite liegen (GOLDSMITH 1982, Fig. 13). Nach CRAWFORD (1966), STECK (1976), NORD et al. (1978), MARUYAMA et al. 1982) und SMITH (1984) liegt der Scheitelpunkt der Peristeritlücke der Amphibolitfazies im Bereich von 450 bis 550°C bei rund 6 kbar Druck. Dies entspricht c. gr. s. den Bildungsbedingungen vorliegender heller Hauptgemengteile (s. Abschnitt 7.3.). Albit- und Oligoklasrelikte zeugen von lokal variablen Bedingungen der progressiven Metamorphose (vgl. Tafel 2 und unten).

Zum Bereich von An_{25} bis $An_{70\pm 5}$. Die Entstehungsbedingungen variierten lokal (Tafel 1; Tafel 2, G und H, O–Q; Fig. 4; Tab. 2–4, 7, 8), je nach den äusseren Faktoren (Abschnitt 7.2.), wie eventuell auch je nach den ererbten Plagioklasstrukturen im Subsolidusbereich. Die Diskontinuitäten sind von Serie zu Serie, ja selbst im selben Gesteinstyp verschieden und weisen bei lichtoptisch inhomogenem Plagioklas (vgl. Abschnitte 4.2.2. und 5.2.) auf zeitlich verschiedene Bildungsphasen hin. Auf Diskontinuitäten niederer bis intermediärer Bereiche folgen Häufigkeitsmaxima (Tafel 2). Die Diskontinuitäten können verschiedenen Ursprung haben. Sie können sich \pm gleichzeitig als Folge chemischer Unterschiede der Plagioklase im gleichen Gestein, gleichen Aufschluss oder in gleicher Region gebildet haben. Im Falle der lichtoptisch inhomogenen Plagioklase können Diskontinuitäten auch dank lokaler Übersättigung – z. B. bei vorübergehendem Unterbruch der Plagioklasbildung – entstanden sein.

Früher gebildeter Plagioklas blieb zum Teil metastabil erhalten. Die relativen Häufigkeitsmaxima der Bereiche von An_{25-45} und An_{55-70} (Fig. 5) zeigen sicherlich metastabile Zustände an. Vielleicht hängen sie zusammen mit dem besonderen Aufbau der Antiphasenstruktur in der Nähe von An_{50} (siehe z. B. KUMAO et al. 1981 und darin zit. Lit.). WENK et al. (1975, 1977, 1979, 1984) beschreiben aus Kalksilikatgesteinen der Region mikroskopische kristallographische lamellare Verwachsungen von Plagioklas der folgenden Bereiche: 17–25, 28–35, 28–42, 60–72 und 80–97 (vgl. Bemerkungen zu Tafel 2); sie halten die gleichzeitige Kristallisation der Lamellenpaare für erwiesen (Tafel 2, E, F, K–N). Mit Recht betonen die Autoren die Unterschiede der während progressiver Metamorphose gewachsenen Plagioklase der Region von solchen magmatischer Gesteine, die aus Schmelzen entstanden sind. Wir wissen jedoch nicht, ob die Lamellenpaare unserer Plagioklase trotz zum Teil gleicher Überstruktur miteinander chemisch im Gleichgewicht sind (vgl. Abschnitt 7.2.) oder ob einige oder alle Lamellen eines Paares epitaktisch nacheinander gewachsen sind (SMITH 1984, 73).

Die Bereiche der «Böggild»-Verwachsung liegen wie folgt: 25–30, 30–40, 35–65, 40–55, 40–60, 45–50, 50–55 und 65–75 An (Tafel 2, B, D–G, K, M, N, P, Q); die Lücke kann auch nur angedeutet sein (Tafel 2, C, H, I, L, O). J. V. SMITH (in RIBBE 1975) notierte, dass nicht alle Plagioklase von An_2 bis An_{16} und von An_{42} bis An_{58} als Verwachsungen vorkommen; ferner (op. cit. 1974 I., S. 8):

«e-plagioclase might be interpreted as a fine-scale, coherent intergrowth of regions similar to anorthite and low-albite... (with)... out-of-phase structure.» Der Zeitfaktor sollte nicht übersehen werden (RIBBE 1975, R-73f.), denn die Phasentrennung einer ungeordneten festen Lösung, z. B. von An_8 in $An_0 + An_{25}$ benötigt Millionen von Jahren, um Gleichgewicht zu erreichen.

Der relative prozentuale Anteil des Bereiches der «*Huttenlocher*»-Verwachsung von An_{70} bis $An_{92.5 \pm 2}$ variiert von 0% (Tafel 2, H, Q) bis ~30% (Tafel 2, E, M, O). Am Lago Tremorgio, am nördlichen Dorfrand von Fusio und im Val Verzasca treten die An-Bereiche $An_{55(65)-70}$ und $An_{80-90 \pm 5}$ stark gehäuft auf (Tafel 2, C, G, M; Tab. 3, 8, 12). Die Kristalle mit den Zusammensetzungen in den Bereichen der «*Böggild*»- und «*Huttenlocher*»-Verwachsungen können durch Wachstum während verschiedener Phasen der Metamorphose entstanden sein. Dafür sprechen Korrosionen, Koexistenzen und Häufigkeitsverteilungen lichtoptisch inhomogener Plagioklase (Kap. 5.2.; Tafel 2; Fig. 3; Tab. 3-12). Wie weit auch Entmischung in festem Zustand mit oder ohne Gegenwart von Porenlösung (z. B. bei sinkenden Metamorphose-Bedingungen) im Untersuchungsgebiet eine Rolle gespielt hat, ist noch ungewiss.

Es entstanden nur wenige *Plagioklase* $An > 90$. Einige Gründe hierfür sind lokaler Stoffentzug durch bereits erfolgte Mineralbildung, zu kurze Erwärmung, Ausquetschen oder Verbrauch von Porenlösung, mit dem Anorthitgehalt zunehmende Reaktionsträgheit von Plagioklas. Bei steigendem NaO-Gehalt – z. B. bei sinkenden Metamorphose-Bedingungen – nimmt die chemische Aktivität des Fluids zu. Hierbei kann durch Anlagerung an frühere metastabile Plagioklase normal zonarer und – erneut – flecken- bis streifenartiger Plagioklas entstehen (Tafel 1; Fig. 3, 4).

7.2. ÜBER FAKTOREN DER PLAGIOKLASBILDUNG

Die Plagioklasbildung hing von äusseren und inneren Faktoren ab.

Äussere Faktoren

Die Amphibolitfazies der Tosa-Tessin-Region verdankt ihre Entstehung der tiefen Versenkung des penninischen Deckenstapels während der alpinen Orogenese (NIGGLI, WENK in JÄGER et al. 1967). Dabei stiegen der Druck auf 5–7 kbar, die Temperatur auf 500–670° C an (TROMMSDORFF 1966b; WENK et al. 1975, 1977; FREY et al. 1980; HÖRNES et al. 1980; KLAPER 1982; FRANK 1983). Die mineralogische und chemische Zusammensetzung des untersuchten Mesozoikums wechselt auf engstem Raum; sie bildet die unruhige Sedimentationsgeschichte und die mehrphasige Umkristallisation ab (Tafel 1; Fig. 2–4; Tab. 3, 4, 8, 9; PREISWERK 1918, GRÜTTER 1929, BURKHARDT 1942, GÜNTHERT 1954, FRIZ

1963, WIELAND 1966, JOOS 1969, HANSEN 1972, PROBST 1980). Sedimente von der Art des Ausgangsmaterials enthalten im allgemeinen genügend Si, Al, Na, K, Ca und Fluide, um Feldspäte der vorliegenden Art und Häufigkeitsverteilung zu bilden (ORVILLE 1962, FÜCHTBAUER et al. 1970, ENGELHARDT 1973, FREY 1974a, WALTHER und ORVILLE 1982, FRANK 1983). Feldspäte entstanden vor allem in m- bis mm-feinen, ehemals mergelig-tonigen, glimmerreichen Lagen, Zeilen und Nestern in Marmor und Glimmerschiefern bis Meta-Arkosesandsteinen (Gneisen): zum Beispiel E Casone (Koord. 690.65 / 149.15), NW Lago Sambuco enthält ein Bündnerschiefer der Bedretto-Serie (Nr. Mto 720; siehe Tab. 8, 9) ein Nest ($1,15 \text{ mm}^3$) von wenigen (9) frischen lichtoptisch homogenen und inhomogenen Plagioklaskörnern von An_7 bis $An_{(90-100)}$; als weiteres Beispiel möge ein Marmor (Nr. Wurz 120 b+c) aus der Wurzelzone NW Cugnasco (Koord. 712.7 / 116.15) dienen. Die Messungen ergaben lichtoptisch homogene Körner von An_5 , An_{13} und An_{74} , flecken- und streifenförmige Körner von An_{55-70} , An_{60-87} und $An_{64-(90-100)}$. Beide Beispiele (vgl. Paragenesen in Tab. 8) stellen Ungleichgewichtsgesteine dar mit nicht aneinanderstossenden Plagioklaskörnern von An_5 bis $An_{(90-100)}$; ihre Koexistenz beruht nicht auf Entmischung, sondern auf isolierter Bildung – in der Matrix oder porphyroblastisch – je nach den zum Teil auf engstem Raum variierenden Bedingungen.

Der An-Gehalt von Plagioklas variiert regional und lokal bis ins Einzelkorn derart, dass seine Entstehung nicht nur von Druck und Temperatur abhängen kann, sondern auch von anderen Parametern der Metamorphose abhängen muss (Tafeln 1, 2; Fig. 3, 4; Tab. 2–5, 7–12; FREY et al. 1974b betreffs Tafel 2, C). Mit dem Druck und der Temperatur können auch der Fluidgehalt und die chemischen Gradienten bis in den Bereich einzelner Plagioklaskörner variiert haben, je nach Zusammensetzung, Mächtigkeit, Einfallen, Wärmeleitfähigkeit, Porosität und Bewegungsbahnen der Gesteine (BÄRTSCHI 1957; MELSON 1966; TROMMSDORFF 1966a, 1968, 1972; FREY 1969; WENK, H.R. et al. 1969). Davon hingen mineralgenetisch bedeutsame Aufheizungs- und Abkühlungsgeschwindigkeiten ab. Reaktionen entstehender Paragenesen konnten die Zusammensetzung des Plagioklas mitbeeinflussen (ORVILLE et al. 1972; THOMPSON, A.B. in MACKENZIE et al. 1974, 660; KLAPER 1982; vgl. Paragenesenangaben Fig. 2–4; Tab. 3, 4, 8, 9). Die untersuchten Plagioklaskörner berühren alle übrigen Gemengteile ohne lichtoptisch erkennbare Reaktionsbildungen, ausgenommen Wachstum auf Kosten von Hellglimmern und Klinozoisit (KLAPER 1982, 56, 66) und Umwandlungen von Kalifeldspat in Plagioklas und von Plagioklas in Skapolith (Fig. 2–4; Tab. 3, 4, 8, 9). Andere Stoffaustauschvorgänge sind bisher lichtoptisch nicht erwiesen.

Die verbreiteten Ungleichgewichte innerhalb einzelner Plagioklaskörner und von Plagioklas zu Nachbarkörnern sprechen für lokal variable Menge und Zusammensetzung von Fluid während der Metamorphose; Fluid kann stellen- und zeitweise auch gefehlt haben (BÄRTSCHI 1957, JÄGER 1973, BRAUN et al.

1975, HÖRNES et al. 1980). Umwachsene Kerne zonarer und fleckenartiger Plagioklaskörner wurden weiteren Reaktionen und Anwachsmöglichkeiten entzogen und fixierten ebenfalls Ungleichgewichte. Ungleichgewichtsbedingungen werden auch regional abgebildet durch die verschiedenen Plagioklasgruppen bzw. Diskontinuitäten der Zusammensetzung von Plagioklas. Die Bildungsbedingungen der Plagioklase variieren derart, dass z. B. in \pm gleichen Gesteinstypen verschiedene Plagioklasgruppen entstanden (Tafel 1, 2). Andererseits konnten sich zum Teil ähnliche Plagioklasgruppen in verschiedenen Gesteinsserien bilden (Tafel 2, C und L). Basischer Plagioklas tritt nicht nur in normativ An-reichem Gestein auf und saurer Plagioklas nicht nur in normativ Ab-reichem Gestein.

Innere Faktoren (Kap. 4, 5)

Wir wissen nicht, ob alle untersuchten Tief-Plagioklase in situ aus Nichtplagioklasmaterial entstanden sind oder ob sie Reliktstrukturen von primär sedimentärem Plagioklas oder von Plagioklas der vorausgegangenen Grünschieferfazies ererbt haben; ihre noch wenig bekannten komplexen Strukturen boten jedem An- und Umbau unter den gegebenen Metamorphose-Bedingungen grosse Schwierigkeiten, denn nach GOLDSMITH (1952, 1982) lassen sich in Tief-Plagioklas die $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ -Tetraeder im Subsolidusbereich nicht aufbrechen und sind Diffusion und Strukturumbau nur in der Nähe des Schmelzpunktes möglich. Die strukturelle Resistenz dieser Plagioklase ist wohl einer der wesentlichen Gründe für ihre variable Zusammensetzung, Ausbildung und Verbreitung in den vorliegenden Gesteinen. Die kontinuierliche und diskontinuierliche Neubildung von Plagioklas (Abschnitt 5.2.) aus Lösung und die unregelmässige Verteilung von Lücken der Plagioklaszusammensetzung hingen von vielen Faktoren ab: Druck, Temperatur, Stofftransport durch Fluide, Ordnungsgrad (von Plagioklas früherer Metamorphose-Phasen, vgl. Abschnitt 7.1.), wie auch von der Dauer aller Vorgänge und der Möglichkeit verschiedener Entstehung im Subsolidusbereich (GROVE et al. 1983, RIBBE 1984, SMITH 1984). Innerhalb der Amphibolitfazies kann selbst bei relativ hoher Subsolidustemperatur kein Plagioklas entstehen, wenn auch nur ein notwendiger Stoff oder wenn anwachsgünstige Oberflächennetzebenen bereits gebildeter Keime oder auch inter- und intrakristalline Transportmöglichkeiten fehlen. Andererseits kann unter allseits günstigen Bedingungen auch bei relativ niedriger Temperatur intermediärer bis basischer Plagioklas sich bilden mit oder ohne Gegenwart reliktscher Albite und Peristerite - ob nur durch Anbau oder auch durch Neubau wissen wir nicht. In ihren Untersuchungen über die Überstrukturen der Tiefplagioklase schreiben E. und H. R. WENK 1975, 1977, 1979, 1980) die Unterschiede in der Ausbildung dieser Strukturen nicht nur dem unterschiedlichen Anorthitgehalt,

sondern auch der Summe der physikochemischen Bildungsbedingungen bzw. hauptsächlich der Temperatur und Zeit zu. Keine der bisher bekanntgewordenen Strukturen beweist jedoch chemisches Gleichgewicht der Phasen kristallographischer Verwachsungen der Plagioklase der Region. Nach GROVE et al. (1983, 57) neigt regionalmetamorph entstandener Plagioklas in extremer Weise zu metastabilen Verwachsungen, welche $> 10^9$ Jahre überdauern können.

Genetische Folgerungen

1. So weit untersucht, kam es zu keiner Homogenisierung der Feldspäte, weil die notwendigen Fluide und/oder Diffusionsmöglichkeiten von Na(K) und Ca in ihren Gittern fehlten. Zudem verhinderten oder verzögerten die extrem trägen Reaktionsgeschwindigkeiten von Tief-Plagioklas seinen Umbau. Dies schliesst lokal begrenzte Gleichgewichtsreaktionen nicht aus (FREY et al. 1974b, KLAPER 1982, FRANK 1983).

2. Für den Grad der Metamorphose sind nicht die An-reichsten Plagioklase relevant, sondern die Häufigkeitsstatistiken ihrer An-Werte > 40 (Tafel 2), die Gesamtparagenese und die Beziehungen des Plagioklases zur umgebenden Lokalparagenese. Dies gilt vorbehältlich neuer vertiefter Kenntnisse der Strukturen der Tief-Plagioklase und ihrer Genese.

3. Die mannigfachen Ungleichgewichte im Kleinen wie im Grossen verhindern eine Unterteilung der Amphibolitfazies der Zentralalpen (Tosa-Tessin-Region) aufgrund der Paragenese Calcit-Plagioklas. Eine solche ist nach WENK (1962, 142), BIANCONI (1971), CARMICHAEL (cfr. FREY 1974a), WINKLER (1974, 144) u. a. nur möglich, wenn zum mindesten entlang vermuteter Isograden bzw. «reaction-isograds» Reaktionsgleichgewicht erreicht wurde. Dies war in regionaler Hinsicht nicht der Fall. Wie die Tafeln 1 und 2 zeigen, gibt es keine regional verfolgbaren Sprünge der Plagioklaszusammensetzung, ausgenommen zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies (BEARTH 1958, WENK 1962, FREY 1974a). – Alle angeführten Faktoren können die Plagioklasbildung beeinflussen.

4. Nach WENK et al. (1977, 47f.) weisen repetierte lamellare Verwachsungen von Plagioklas, die von mikroskopischer Grösse in submikroskopische übergehen, auf abwechselndes Wachstum während progressiver Regionalmetamorphose und nicht auf sekundäre Entmischung hin. Bei dieser Metamorphose (Amphibolitfazies) wachsen Keime dank Übersättigung des Fluids vor dem Wachstumsbeginn, mithin in einem Ungleichgewichtszustand während des Wachstums (vgl. SMITH 1974 II, 303, 341 f.).

7.3. ÜBER ZEITLICHE (ALPINE) MINERALBILDUNGSPHASEN

Im allgemeinen entstanden die dunklen Gemengteile (Akzessorien, Zoisit-Epidot-Gruppe, Glimmer, Amphibole, Karbonate, Granat, Staurolith, Disthen, Klinopyroxen, Forsterit u.a.) vor den hellen Gemengteilen, wie Korrosionen, Einschlüsse und Beziehungen zu tektonischen Deformationsphasen zeigen. Die Bildungsphasen der hellen Gemengteile (mit oder ohne Einschlüsse aller übrigen Gemengteile) lassen sich gliedern in

- Kalifeldspat der Matrix + Quarz - Plagioklas der Matrix + Quarz,
- Kalifeldspatporphyroblasten + Quarz - Plagioklasporphyroblasten + Quarz - Quarz. Porphyroblasten von Feldspäten, Biotit, Granat, Disthen und Staurolith entstanden nach F_3 (KLAPER 1982). Die Diskontinuitäten der Plagioklaszusammensetzung und die Porphyroblastenbildung weisen auf verschiedene Bildungsphasen von Plagioklas hin. Eine regionale Metasomatose fehlt.

Im südlichen Teil der Region scheinen zur Zeit der Mafitbildung (Diopsid, Forsterit, Gemeine Hornblende, Klinohumit u.a., vgl. NIGGLI et al. 1965, TROMMSDORFF 1966a, 1972) etwas höhere Metamorphose-Bedingungen geherrscht zu haben als im Norden (s. Abschnitt 5.3.). Nachher sind die Bedingungen erst langsam (siehe Verbreitung und Basizitäten inhomogener Plagioklas in Tafeln 1 und 2), dann rasch und unregelmässig abgefallen (ähnlich HÄNNY 1972, et al. 1975, WERNER et al. 1976, MERCOLLI 1982, FRANK 1983). Albit und Anorthit, ferner die Umwandlungen von Kalifeldspat in Plagioklas und von Plagioklas in Skapolith und all die inneren und äusseren Inhomogenitäten von Plagioklas blieben erhalten, weil der Kationen-Platzaustausch der Feldspäte einfrore (vgl. HISS 1978). Der Abfall der Metamorphose-Bedingungen erfolgte so rasch und unter Auspressen der meisten Fluide, dass auch sekundäre Zoisit-Epidot-Bildung unterblieb und es nur lokal zu sekundärer Serizit- und Chloritbildung kam. Eine generelle Dehydratisierung der Region blieb aus (FREY et al. 1980). Ausgeschwitzte Fluide zirkulierten auf spätalpinen Bewegungsbahnen und gaben Anlass zur Bildung lokaler quarz-, karbonat- oder feldspatführender Linsen, Lagen und Adern (HASLER 1949, BIANCONI 1971; ferner WALTHER und ORVILLE 1982).

8. Zusammenfassung

Die mesozoischen Gesteine der Tosa-Tessin-Region der Zentralalpen rekristallisierten während der alpinen Orogenese in der Amphibolitfazies («Leontin»). Der Plagioklas in Karbonat und Quarz führenden Gesteinen wurde lichtoptisch und mittels Röntgenmikrosonde (RMS) untersucht. Es liessen sich 1280 neue U-Tisch-Bestimmungen des Anorthitgehaltes von Plagioklas und 500 derartige Bestimmungen aus der Literatur statistisch verarbeiten mit 400

RMS-Analysen von lichtoptisch untersuchtem Plagioklas. Die xenoblastischen Plagioklaskörner sind lichtoptisch teils homogen, teils inhomogen; beide Typen koexistieren oft. Die Plagioklaskörner zeigen keine licht- oder röntgenoptischen Anzeichen chemischer Reaktionen mit den Nachbarkörnern ausser gelegentlichem Wachstum von Plagioklas auf Kosten von Kalifeldspat, Hellglimmern oder Klinozoisit und Umwandlung von Plagioklas in Skapolith. Da wesentlich mehr Anorthitbestimmungen vom Bereich eines Gesteinsdünnschliffes bis zum Bereich einer Gesteinsserie ausgeführt wurden als bisher, ergab sich eine grössere Variabilität des Anorthitgehaltes und der lichtoptischen Morphologie der Plagioklase.

Anorthitgehalte zwischen An_0 und An_{100} finden sich fast in der ganzen Region. Histogramme der Häufigkeit der Anorthitbereiche von Plagioklas zeigen eine grosse Variabilität der Lage der Häufigkeitsmaxima und der Diskontinuitäten zwischen Plagioklasgruppen. In mehreren Gesteinsdünnschliffen wie auch in Gebieten bis 40 km^2 (Tosatal, Italien) liegt angenähert Gauss'sche Verteilung der Anorthitbereiche vor, in anderen Gesteinsdünnschliffen und Gebieten von ähnlicher Grösse (Wurzelzone W Bellinzona, Campolungo-Gebiet) wie auch im Summenhistogramm aller gemessenen Anorthitwerte der Region ist ihre Verteilung bimodal. Auch andere Verteilungen der Anorthitgehalte kommen vor. Die beobachteten Variabilitäten der Plagioklase werden als Anzeichen der Bildung im Ungleichgewicht gedeutet. Die grosse Variabilität des Anorthitgehaltes vom Einzelkorn bis zur Region ist nicht nur von Druck und Temperatur abhängig, sondern auch von der Zusammensetzung des Fluids, vom Pauschalchemismus des Gesteins, von chemischen Unterschieden in den einzelnen Kornaggregaten und von der strukturellen Resistenz der Tief-Plagioklase An_5 - $An_{92,5\pm 2}$ gegen Neubildung («nucleation») und Umkristallisation. Aus all diesen Gründen lassen sich im Untersuchungsgebiet Calcit-Plagioklas-Isograden nicht belegen.

Literaturverzeichnis

- Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, neue Folge
 Contrib. = Contributions to Mineralogy and Petrology
 Eclog. = Eclogae geologicae Helveticae
 SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- BÄRTSCHI, P. (1957): Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O^{18} und C^{13} in Karbonatgesteinen und Mineralien. SMPM 37, 73-152.
 BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. SMPM 38, 363-373.
 BECKE, F. (1913): Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 75, 1. Halbbd., 1-53.

- BERNOTAT, W. H. und BAMBAUER, H. U. (1982): The Microcline/Sanidine Transformation Isograd in Metamorphic Regions. II. The Region Lepontine Metamorphism, Central Swiss Alps. SMPM 62, 231-244.
- BIANCONI, F. (1971): Geologia e petrografia della regione del Campolungo. Beitr. 141, Liefg. Bern.
- BRAUN, E. und MÜLLER, G. (1975): Zur chemischen Variabilität regionalmetamorph gebildeter Plagioklase, Epidote und Granate. Contrib. 52, 193-211.
- BROWN, W. L., editor (1984): Feldspars and Feldspathoids. NATO ASI, Series C, vol. 137, Reidel, Dordrecht.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW Tessin. Diss. Basel.
- BÜRGER, M. J. (1945): The genesis of twin crystals. Am. Min. 30, 469-482.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). SMPM 22, 99-186.
- BURRI, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop. Birkhäuser, Basel.
- BURRI, C., PARKER, R. L. und WENK, E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. Wepf, Basel.
- CHAO, S. H. and TAYLOR, W. H. (1940): Isomorphous replacement and superlattice structures in the plagioclase feldspars. Proc. Roy. Soc. (London), Series A, vol. 176, 76.
- CRAWFORD, M. L. (1966): Composition of Plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with reference about the peristerite solvus. Contrib. 13, 269-294.
- CRAWFORD, M. L. (1972): Plagioclase and Other Mineral Equilibria in a Contact Metamorphic Aureole. Contrib. 36, 293-314.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1969): Granitprobleme. Akademie Verlag, Berlin.
- ENGELHARDT, W. VON (1973): Sediment-Petrologie. III. Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Schweizerbarth, Stuttgart.
- EVANS, B. W. (1964): Coexisting Albite and Oligoclase in some Schists from New Zealand. Am. Min. 49, 173-179.
- FRANK, E. (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. SMPM 63, 37-93.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet (Veränderung tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). Beitr. 137, Liefg., Bern.
- FREY, M. (1974a): Alpine Metamorphism of Pelitic and Marly Rocks of the Central Alps. SMPM 54, 489-506.
- FREY, M. and ORVILLE, P. M. (1974b): Volatiles and Metamorphism. A Test of the "Plagioclase Isograd" Modell. NATO Advanced Study Institute (unpublished).
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980): Alpine Metamorphism along the Geotransverse Basel-Chiasso, a Review. Eclog. 73, 527-546.
- FRIZ, C. (1963): La serie stratigrafica del ricoprimento penninico inferiore del Lebendun in alta Val Formazza (Alpi Lepontine). Estr. dalle Mem. Acc. Patavina, Cl. di Sci. Mat. e Nat., Vol. 75.
- FÜCHTBAUER, H. und MÜLLER, G. (1970): Sediment-Petrologie, II. Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizerbarth, Stuttgart.
- Goldsmith, J. R. (1952): Diffusion in Plagioclase Feldspars. J. Geol. 60, 288-291.
- GOLDSMITH, J. R. (1982): Plagioclase Stability at Elevated Temperatures and Water Pressures. Am. Min. 67, 653-675.
- GROVE, T. L., FERRY, J. M. and SPEAR, F. S. (1983): Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase. Am. Min. 68, 41-59.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Verh. natf. Ges. Basel, 40, 78-152.

- GÜNTHERT, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). SMPM 34, 1-159.
- GÜNTHERT, A., STERN, W.B. und SCHWANDER, H. (1976): Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen). SMPM 56, 105-143.
- HÄNNY, R. (1972): Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). Beitr. 145, Liefg., Bern.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. and SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic Migmatites Affected by High-Grade Tertiary Metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). Contrib. 51, 173-196.
- HANSEN, J.W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). SMPM 52, 110-153.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. SMPM 29, 50-155.
- HISS, B.M. (1978): Feldspäte als petrogenetische Indikatoren in granitoiden Gneisen des Lepontins. SMPM 58, 243-288.
- HÖRNES, S. und FRIEDRICHSEN, H. (1980): Oxygen and Hydrogen Isotopic Composition of Alpine and Pre-Alpine Minerals of the Swiss Alps. Contrib. 72, 19-32.
- HUANAHASHI, M., KIM, C.W., OHTA, Y. and TSUCHIYA, T. (1968): Co-existence of plagioclases of different compositions in some plutonic and metamorphic rocks. Lithos 1, 356-373.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E., (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. 134, Liefg., Bern.
- JOOS, M.G. (1969): Zur Geologie und Petrographie der Monte-Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia). SMPM 49, 277-323.
- KLAPER, E. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. SMPM 62, 47-76.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. SMPM 38, 83-236.
- KOBE, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. SMPM 36, 244-348.
- KÖPPEL, V., GÜNTHERT, A. und GRÜNENFELDER, M. (1980): Patterns of U-Pb Zircon and Monazite Ages in Polymetamorphic Units of the Swiss Central Alps. SMPM 61, 97-119.
- KOREKAWA, M., NISSEN, H.-U. and PHILIPP, D. (1970): X-ray and electron-microscopic studies of a sodium-rich low plagioclase. Zs. f. Krist., 131, 418-436.
- KUMAO, A., HASHIMOTO, H., NISSEN, H.-U. and ENDOH, H. (1981): Ca and Na Positions in Labrador Feldspar as Derived from High-Resolution Electron Microscopy and Optical Diffraction. Acta crystallogr. A 37, 229-238.
- MACKENZIE, W.S., ZUSSMAN, J. (editor 1974): The feldspars. Proc. NATO Advanced Study Institute Manchester University Press, Crane, Russak & Co., New York.
- MARUYAMA, S., LIU, J.G. and SUZUKI, K. (1982): The Peristerite Gap in Low-Grade Metamorphic Rocks. Contrib. 81, 268-276.
- MCCONNELL, J.D.C. (1974): Analysis of the Time-Temperatur-Transformation Behaviour of the Plagioclase Feldspars. In W.S. MACKENZIE and J. ZUSSMAN, The feldspars, op. cit., 460-477.
- MELSON, W.G. (1966): Phase Equilibria in Calc-Silicate-Hornfels, Lewis and Clark County, Montana. Am. Min. 51, 402-421.
- MERCOLLI, I. (1982): Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino). SMPM 62, 245-312.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Minerale der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eclog. 58, 335-368.
- NORD, G.L., HAMMARSTROM, J. and E-AN ZEN (1978): Zoned plagioclase and peristerite formation in phyllites from southwestern Massachusetts. Am. Min. 63, 947-955.

- ORVILLE, P. M. (1962): Akali-Metasomatism and Feldspars. *Norsk geol. Tidsskr.* 42, 2, 283–316.
- ORVILLE, P. M. and JOHANNES, W. (1972): The Composition of Plagioclase as an Indicator of Metamorphic Grade and Fluid Composition in Carbonate-Bearing Pelitic Rocks. 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Section 2, 3 (abstract).
- ORVILLE, P. M. (1974): The «Peristerite Gap» as an Equilibrium between Ordered Albite and Disordered Plagioclase Solution. *Bull. Soc. Minéral. France* 97, 386–392.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen, II. Oberes Tessin- und Maggia-Gebiet. *Beitr.* 26, Liefg., Bern.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. *Beitr.* 153, Liefg., Bern.
- RIBBE, P. H. (1975): The Chemistry, Structure, and Nomenclature of Feldspars. In: *Feldspar Mineralogy*, Min. Soc. Am., Short Course Notes, 2, R-1 – R-2.
- RIBBE, P. H. (1984): Average structures of alkali- and plagioclase feldspars: Systematics and applications, in BROWN, W. L., op. cit., p. 1–54.
- SCHWANDER, H. und WENK, E. (1967): Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite. *SMPM* 47, 225–234.
- SCHWANDER, H. und GLOOR, F. (1980): Zur quantitativen Mikrosondenanalyse von geologischen Proben mittels kombiniertem EDS/WDS. *X-Ray Spectrometry* 9, 3, 134–137.
- SMITH, J. V. (1974): *Feldspar Minerals I. und II.* Springer, Berlin.
- SMITH, J. V. (1984): Phase relations of plagioclase feldspars, in BROWN, W. L., op. cit., p. 55–94.
- STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitneisen des Gotthardmassivs. *SMPM* 56, 269–292.
- TROMMSDORFF, V. (1966a): Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondroit) – Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins. *SMPM* 46, 421–430.
- TROMMSDORFF, V. (1966b): Progressive Metamorphose kieseligter Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *SMPM* 46, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). *SMPM* 48, 655–666.
- TROMMSDORFF, V. (1972): Change in T-X during Metamorphism of Siliceous Dolomitic Rocks of the Central Alps. *SMPM* 52, 567–571.
- WALTHER, J. V. and ORVILLE, P. M. (1982): Volatile Production and Transport in Regional Metamorphism. *Contrib.* 79, 252–257.
- WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclog.* 49, 251–265.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. *SMPM* 42, 139–151.
- WENK, E., WENK, H. R., GLAUSER, A. und SCHWANDER, H. (1975): Intergrowth of Andesine and Labradorite in Marbles of the Central Alps. *Contrib.* 53, 311–326.
- WENK, E. and WENK, H. R. (1977): An-Variation and Intergrowths of Plagioclases in Banded Metamorphic Rocks from Val Carecchio (Central Alps). *SMPM* 57, 41–57.
- WENK, E. (1979): Bevorzugte Zusammensetzung und Variabilität der Plagioklasen von Gesteinsserien der Verzasca. *N. Jb. Mineral. Mh.* 12, 525–541.
- WENK, E. and WENK, H. R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the Tertiary metamorphic belt of the Central Alps. *Bull. Minéral.*, 107, 357–368.
- WENK, H. R. and WENK, E. (1969): Physical Constants of Alpine Rocks (Density, Porosity, Specific Heat, Thermal Diffusivity and Conductivity). *SMPM* 49, 343–358. – Corrigenda in *SMPM* 51, 1971, 328.
- WENK, H. R. (1979): Superstructure variation in metamorphic intermediate plagioclase. *Am. Min.* 64, 71–76.

- WENK, H. R., JOSWIG, W., TAGAI, T., KOREKAWA, M. and SMITH, B. K., (1980): The average structure of an 62-66 labradorite. *Am. Min.* 65, 81-95.
- WERNER, D., KÖPPEL, V., HÄNNY, R. and RYBACH, L. (1976): Cooling Models for the Lepontine Area (Central Swiss Alps). *SMPM* 56, 661-668.
- WIELAND, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia). *SMPM* 46, 189-303.
- WINKLER, H. G. F. und VON PLATEN, H. (1960): Experimentelle Gesteinsmetamorphose III, anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochim. cosmochim. Acta* 18. 294-316.
- WINKLER, H. G. F. und VON PLATEN, H. (1961): Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV, Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphosierte Grauwacken. *Geochim. cosmochim. Acta* 24, 48-69.
- WINKLER, H. G. F. (1974, 1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin.

Manuskript eingegangen 29. März 1984.

Revidiertes Manuskript angenommen 12. Dezember 1985.